



TITLE:

マサ土の工学的性質とその利用に関する基礎的研究( Dissertation\_全文)

AUTHOR(S):

西田, 一彦

---

CITATION:

西田, 一彦. マサ土の工学的性質とその利用に関する基礎的研究. 京都大学, 1971, 工学博士

ISSUE DATE:

1971-03-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r1770>

RIGHT:

# マサ土の工学的性質とその利用に関する 基 礎 的 研 究

昭 和 45 年 9 月

西 田 一 彦

# 目 次

## 緒 言

1 章 マサ土の地質鉱物学的性質に関する研究	3
1.1 マサ土の定義についての考察	3
1.2 花崗岩の地質学的性質	3
1.2.1 岩石学的特徴	3
1.2.2 わが国の花崗岩の分布と特徴	5
1.3 マサ土の鉱物学的特性	6
1.3.1 一次鉱物組成	6
1.3.2 二次鉱物組成	10
1.4 結 論	12
2 章 マサ土の生成と分布に関する研究	14
2.1 花崗岩の風化の特徴	14
2.2 花崗岩の風化と地質、地形の条件	15
2.2.1 岩質地形の要素	15
2.2.2 地質構造の要素	24
2.3 マサ土の分布特性	25
2.4 結 論	25
3 章 マサ土の物理的性質に関する研究	28
3.1 概 説	28
3.2 みださない状態の物理的性質	28
3.3 みだした土粒子の物理的性質	32
3.3.1 JISの方法による比重とその限界	32
3.3.2 長石粒子の比重	33
3.3.3 長石粒子の比重と強度の関係	35
3.3.4 長石粒子の比重と結晶構造の変化	36

3.3.5	長石比重と溶解熱による結合力の測定	39
3.4	マサ土の質的分類	41
3.5	土粒子内空ゲキの観察とその測定	43
3.6	粒度分布の特徴	49
3.7	結 論	50
4 章	マサ土の化学的性質に関する研究	52
4.1	概 説	52
4.2	みださない状態の化学的性質	52
4.2.1	元素の分布状態	52
4.2.2	元素の溶脱特性	63
4.3	みだした土粒子の化学的性質	65
4.3.1	粗粒子の化学的性質	65
4.3.2	細粒子の化学的性質	67
4.3.3	土粒子の化学的安定性	67
4.4	結 論	71
5 章	マサ土のコンシステンシーと工学的性質に関する研究	73
5.1	概 説	73
5.2	従来の方法による結果とその問題点	73
5.3	新しいコンシステンシー試験法	74
5.4	コンシステンシーと土粒子特性との関係	76
5.5	コンシステンシーと工学的性質	80
5.5.1	突固め特性との関係	80
5.5.2	透水性との関係	81
5.6	コンシステンシーと工学的性質の関係についての考察	83
5.6.1	コンシステンシーに関係する要素	83
5.6.2	工学的性質との関連性	84
5.7	工学的分類についての試案	85
5.8	結 論	86

6 章	マサ土の土粒子特性と透水性に関する研究	88
6.1	概 説	88
6.2	透水性に及ぼす要素についての考察	88
6.3	土粒子特性と透水係数との関係	89
6.3.1	実験方法	89
6.3.2	実験結果	90
6.3.3	実験結果の考察	92
6.4	結 論	96
7 章	マサ土の土粒子特性とセン断特性に関する研究	98
7.1	概 説	98
7.2	セン断特性に関係する土粒子の基本的性質	98
7.3	土粒子特性とセン断強度の変化	101
7.4	結 論	109
8 章	マサ土の斜面安定に及ぼす風化の影響に関する研究	111
8.1	概 説	111
8.2	研究方法	112
8.2.1	調査地点の概要	112
8.2.2	試料の採取方法	112
8.3	物理的性質の変化	113
8.4	鉱物組成の変化	113
8.5	化学組成の変化	117
8.6	セン断強度の変化	119
8.7	溶脱試験による強度変化	120
8.8	結 論	121
9 章	マサ土の突固め特性に関する研究	123
9.1	概 説	123
9.2	鉱物組成と突固め特性	123

9.3	風化度と突固め特性	127
9.3.1	土粒子の風化度と突固め密度	127
9.3.2	風化土粒子の突固めによる粒度変化	128
9.3.3	土粒子の風化度と突固めた土の強度との関係	143
9.4	結 論	146
10章	マサ土のセメント安定処理に関する研究	149
10.1	概 説	149
10.2	土粒子特性と安定処理土の強度特性	149
10.2.1	実験方法	149
10.2.2	実験結果とその考察	150
10.3	セメント安定処理土の繰返し荷重下の挙動	155
10.3.1	基礎的考察	155
10.3.2	実験方法	156
10.3.3	実験結果	158
10.3.4	実験結果の考察	160
10.4	ソイルセメントとしての適性	163
10.5	結 論	165

結 語  
謝 辞

## 緒

## 言

近年、わが国の産業経済の発展にともない、大規模な国土開発、国土整備事業が盛んに行なわれるようになった。もともと国土が狭く、人口が過密なわが国において、このような大型の建設事業を行なう場合、高度に人口の密集した沖積平野部にその用地を求めることは不可能であり、いきおい、山岳、丘陵地帯が対象として選ばれることになる。最近の山陽新幹線、中国縦貫道路の建設、神戸市を始めとする各地の宅地造成と海岸埋立工事などはその代表的な例である。

わが国の山岳、丘陵地帯は複雑な地質構成をしており、それに関連して、土質も複雑である。とくに関西、中国地方においては、花崗岩の風化残積土であるマサ土が広く分布しており、関東地方の関東ローム、九州のシラスなどとともに特殊土の一つとされている。マサ土が、特殊土とされる第一の理由は、従来、神戸市、呉市の例にみられるような山崩れ、侵食による災害が過去いく度も発生しており、最近の大きな問題の一つとなっていることである。

また、もう一つの理由は、マサ土についての工学的知識が乏しく、その土にふさわしい取り扱いがなされていないことによるものと考えられる。これはまた、建設工事の大型化、機械化によってますます、深刻になるであろう。

マサ土に関しては、従来、地質学、農学の面から研究が行なわれていた。地質学の分野では岩石の風化の機構の研究の対象として古くから注目され、特殊性が問題にされていた。また、農学の分野では主に、森林立地条件の研究、土地保全の問題などの観点から研究が行なわれていた。しかし、これらは、あくまでも各専門分野の要求にこたえることをねらいとしたものであって、土木工学の観点からの研究は少なかった。マサ土が土木工学の研究対象としてとり上げられたのは約10年前からである。そして、最近の山地開発の活発化にともなって、その重要性が認識されはじめている。

マサ土を特殊土の一つとみるならば、その根本的な性格は何によって表現されるであろうか。それは、マサ土が、風化残積土であるということに

ほかならない。風化残積土はマサ土に限らず各地の山岳、丘陵地帯には花崗岩以外の母岩から風化した残積土が存在する。しかし、これらは工学的にそれほど問題にならない。というのは、分布が少ないこと、あっても比較的安定な土質であることなどのためである。しかし、マサ土の場合風化層が厚く、土粒子が風化途上のもので、物理的にも化学的にも不安定な状態にあることが重要な相異点である。そして、これらは土の自然の姿である。従来、土質力学においては、土粒子は理想的な固体粒子であって、物理的にも化学的にも安定なものであるという前提に立って理論が組立てられている。しかし、現実の土は現想的な状態にあるとは限らず、外的条件によって変化する材料とみななければならない。この点に関しては最近注目されつつあり、土の質的变化、時間的变化を追求する方向の研究が進められつつある。

マサ土は、このような理想的な材料からかけはなれた代表的な例とみることができる。そして、これが特殊土とされるゆえんでもある。

このような観点にたつと、マサ土の工学的性質を明らかにする場合、単に力学的見地のみから追求することは不十分であって、地質鉱物学、物理、化学、力学などの観点から総合的に究明しなければならない。そして、地質鉱物、物理、化学などの観点からみた土の性質が、力学的性質としてどのように表現され、工学的見地からどのように利用しうるかと云うことが重要である。

本論文では、このような観点に立って、まず、第1章、第2章、において、地質鉱物学的性質を明らかにし、第3章において物理的性質、第4章において化学的性質を明らかにし、第5章、6章、7章、8章、において力学的、工学的性質を述べ、第9章、10章においてはマサ土を利用する場合の特性と合理的利用法について述べる。



## 1 マサ土の地質鉱物学的性質に関する研究

### 1.1 マサ土の定義についての考察

マサ土（真砂土）という名称は古くから文学的表現に用いられているが、その意味は細い砂の意味で海岸の浜砂や川砂のようなきれいな砂をさしている。土木工学的語源は明らかでないが、おそらく、現場において地域的な土の名称として用いられていたものが一般用語として広がったものと考えられる。

このように、既存の明確な定義はなく、また、この定義は、その土の把握のし方によりあるいは研究の進歩とともに明瞭になるものと考えられる。しかし、本論を進めるに当って、一応現時点で妥当と考えられる学術的な定義をする必要がある。

現在、一般的な見方に従えば、「マサ土とは花崗岩質岩石（花崗岩、花崗閃緑岩、石英斑岩など）の結晶性深成岩、半深成岩またはこれと同質の変成岩が、風化してその場所に残留している残積土（Residual Soil）ならびにこれと同質の崖錐（Talus）である」と定義することができる。広い意味では谷沿いに堆積している花崗岩質砂礫もマサ土に含められうるが、これらは一度水中で篩分けをうけているのでマサ土の特性が失なわれている可能性があり、本論では除外して考える。

また、粒度の点では、花崗岩に近い粗いものから、粘土化した細粒土まで存在するが、土として利用しうる範囲は発破を用いずに堀削しうる程度のもに相当する。

### 1.2 花崗岩の地質学的性質

#### 1.2.1 岩石学的特徴

マサ土の母岩である花崗岩はくわしくみるとかなりの種類があり、他の火成岩とは異なった特徴がある。一般に行なわれている火成岩の分類は表 1.1 のように、生成された部位（組織）と鉱物成分の相異によるものである。

表 1.1 の(A)は石英、正長石、および酸性の斜長石、雲母を伴い、とき

表 1.1

鉍 物 成 分 大 ← $\text{SiO}_2$ → 小				
	大 区 分	(A)	(B)	(C)
組 織	噴 出 岩	流 紋 岩	安 山 岩	玄 武 岩
	半 深 成 岩	石 英 班 岩	ひ ん 岩	輝 緑 岩
		花 崗 班 岩	閃 緑 ひ ん 岩	班 れ い ひ ん 岩
	深 成 岩	花 崗 岩	閃 緑 岩	班 れ い 岩

には角閃石を伴う。(B)は中性の斜長石、角閃石、雲母または輝石を伴う。(C)は比較的塩基性の斜長石、輝石、かんらん石を伴う。また、縦方向の変化は生成した地殻中の深さを表わし、下のものほど一般に深部で緩慢な冷却のもとで大きな結晶が生長している。

この分類では、マサ土の母岩になりうるものは点線で示した範囲のものであるが、さらに細くは組成鉍物の種類によって黒雲母花崗岩、花崗閃緑岩などに分類されるものがある。他の火成岩と大きく異なる点は石英に富み、結晶が大きく発達した組織をもつことである。これ以外に変成岩であるが、花崗岩に性質のよく似た片麻岩もここではマサ土の母岩として取扱い。以下、本論ではこのような花崗岩質岩石を便宜上一括して花崗岩と呼ぶ。

つぎに、花崗岩に含まれる造岩鉍物の特徴について述べる。

- (1) 石英 ( $\text{SiO}_2$ ) : 無色透明なガラス様の粒をなしている。低温型と高温型があるが、わが国のものは高温型が多く、割れ目があることが多い。化学的には安定である。
- (2) 長石類 : 主なものは正長石 ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) と斜長石 ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \sim \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) である。無色でタンザク様の形の結晶として産する。正長石はカリウムを含み、斜長石はナトリウム、カルシウムを含む連続固溶体で、とくにナトリウムに富むものを曹長石、カルシウムに富むものを灰長石と呼んでいる。一般に曹長石に近いものほど  $\text{SiO}_2$  が多く、灰長石に近いほど  $\text{SiO}_2$  が少ない。双晶やへき開面が発達し、

その面から微細して風化しやすい鉱物である。

- (3) 雲母類：雲母類には普通無色の白雲母と褐色ないし暗褐色の黒雲母とがある。前者はカリウム、アルミニウムを主とする複雑な珪酸塩であり、後者はカリウム、アルミニウム、鉄、マグネシウムよりなる複雑な珪酸塩である。一般には黒雲母が多く含まれる。形状は板状であり、へき開がいちぢるしく発達し、その面から薄くはげる性質がある。
- (4) 角閃石類：これもアルカリ金属、カルシウム、マグネシウム、アルミニウム、鉄、水分を含む複雑な珪酸塩で、やはりへき開が発達し、風化変質しやすい。

これらのうちで石英、長石は無色に近いので、無色鉱物と呼び、黒雲母、角閃石は褐色であるので有色鉱物と呼ぶ。一般に  $\text{SiO}_2$  分が少なくなると有色鉱物量が増加する傾向がある。

花崗岩はこれらの鉱物が十分生長し、モザイク状に組織を作っているが、鉱物の各々は物性や形状が異なる。このうち、石英が一番安定であり、他の鉱物は風化によって分解されやすい。これ以外にも微量含まれるジルコン、燐灰石などがあるが、ここでは省略する。

### 1.2.2 わが国の花崗岩の分布と特徴

花崗岩はわが国の各地に分布する。北は北海道から南は九州まで存在しており、生成の時代もシルリア紀以前のものから第三紀のものまで種々の時代のものである。大部分貫入型のもので、古いものが新しいものによって貫入をうけ切られて断片となり、捕獲岩となり、あるいは接触変成、混成作用をうけて非常に複雑に存在する。

柴田(1967)<sup>1)</sup>によると、わが国の花崗岩は18の岩石区に区分されている。その主なものについて特徴を述べると、

- (1) 飛騨系岩石区：飛騨変成岩の形成中に貫入した花崗岩で片麻岩に類似している。花崗岩化作用をうけている。時代は先シルリア紀とされている。
- (2) 領家系岩石区：諏訪湖付近から九州八代に至る中央構造線の北側に広く分布する。堆積岩との混成作用がはげしく、片状構造をもつもの、片麻岩、黒雲母の多い黒雲母花崗岩などが複雑に混合して分布する。生駒山、笠置山地、瀬戸内海の島々、四国北部、六甲山麓はこの型に

属する。一般に  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{FeO}$  が多い。

- (3) 阿武隅岩石区：阿武隅山地と筑波山地に分布している片状花崗岩である。
- (4) 山陰－山陽岩石区：白亜紀末に貫入したもので、山陰型は浅所貫入型で、山陽型は深所貫入型である。桃色の正長石を含み、六甲、比叡山、田ノ上山、鈴鹿、比良などはこの型に属する。



図 1.1 日本の花崗岩の分布（地学辞典による）

また、わが国の花崗岩は正確には花崗閃緑岩であることが多く、 $\text{SiO}_2$  に対する  $\text{K}_2\text{O}$  の比が小さく、 $\text{CaO}$  に富んでいる。わが国の花崗岩の分布は図 1.1 のとおりである。

### 1.3 マサ土の鉱物学的特性

#### 1.3.1 一次鉱物組成

##### 1) 一般的性質

マサ土の母岩に含まれる鉱物を以下一次鉱物と呼ぶ。一次鉱物はマサ土となった場合でも母岩のそれとほとんど同じものと考えられる。しかし、新鮮な花崗岩中の鉱物と異なる点は結晶粒子が変質し、ある

いは一部欠除していることである。

母岩中に含まれる一次鉱物は石英、正長石、斜長石、雲母、角閃石などであるが、マサ土となった場合、斜長石が変質して細粒化し、黒雲母も緑泥石などの二次鉱物（粘土鉱物）に変質していることが多い。斜長石は一つの結晶でも内部は均一でなく、そのため、風化に対する抵抗が小さいが、正長石は斜長石に比べ耐久性が大きく、風化のかなり進んだものでも残留している。黒雲母は001面に平行なへき開から分離して風化されている。石英の結晶は機械的な破碎作用をうけていなければ、化学的風化に対して耐久性が大きく、マサ土中に砂粒として残存しているが、長石の結晶は細粒化してシルト分、粘土分になっている。

風化を受けていない母岩についての鉱物組成に関しては地質学的な研究が多いが、風化分解したマサ土についての鉱物組成の研究は少ない。そして、母岩中の一次鉱物とマサ土の一次鉱物は質的にも異なるので以下、基本的性質としての一次鉱物組成について述べる。

## 2) 測定方法

試料は広島、岡山、六甲、生駒、比叡山より採取したもので、これらを気乾したものの中から、四分法で約30gぐらいを取り、全量が420μ以下になるよう乳パチでつぶした。つぶす場合、できるだけ74μ以下にならないよう大きな粒子からつぶした。つぶした試料を74μフルイでふるい、残留分についてさらに四分法をくり返し、約3gを取って試料とした。ここで、74μ以下分は無視した。

この試料を水およびメチルアルコールで数回洗い、110℃乾燥器中で24時間乾燥した。つぎに、この試料を磁気分離機にかけ、有色鉱物を分離した。残りの石英、長石については分液ロートの中に、重液（テトラブロムエタン）約50cc入れ、同一試料から、捨い出した粒径2000μぐらいの石英粒子を投入し、さらに、メチルアルコールを分液ロートに注ぎ、石英粒子がかろうじて沈む程度に重液の比重を調節した。

つぎに、よく乾燥した試料約3gを分液ロートに投入しよく攪拌し

た。投入された試料はしばらく放置すると長石は上部に、石英は下部に分離するので、沈降した石英分は下のコックをあけてビーカーに重液とともに分離した。分離した試料と分液ロートの中に残った長石を含む重液は別のロートにうつし、重液を口過して試料を分離した。

このとき、試料には多量の重液が附着しているので、メチルアルコールで洗滌した。口紙上に残った試料を炉乾燥し、石英、長石の重量を測定し、前述の有色鉱物分も加えて、3成分の重量パーセントを算出した。

### 3) 測定結果

上記の方法で測定した結果は図 1.2 に示してある。<sup>2)</sup>この図から一次鉱物組成は地域によって、また同じ地域でも採取場所によってかなり異なることが明らかである。そして、生駒、比叡山、広島、岡山、六甲の順に後のものほど有色鉱物が少なくなっている。このことは単に、地理的条件によるものではなく、その地域の母岩の性質と関係があるものとみられる。すな

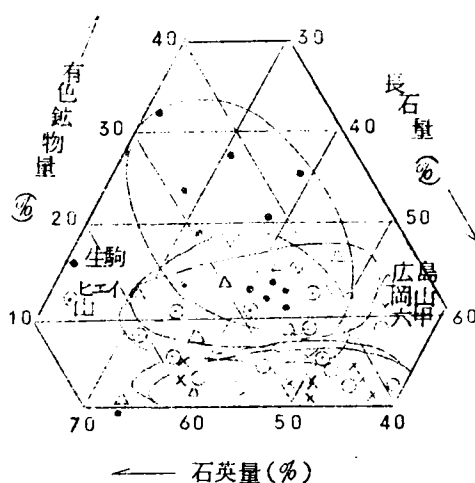


図 1.2 各地のマサ土の一次鉱物組成

わち、生駒のものが有色鉱物に富むのは、既述の領家花崗岩の特徴であり、広島、六甲のものが有色鉱物が少ないのは、広島型花崗岩の特徴と云える。

また、同一地域のマサ土でも鉱物組成が異なるのは風化にともなって組成に変化が起ることを意味している。P. Lumb (1965)<sup>3)</sup>によると、図 1.3 のように同一母岩でも風化度により組成が異なり、長石、

雲母は風化とともに細粒化すると同時に絶対量が減少することが明らかにされている。

しかし、この方法による場合、長石の比重が、石英の比重より小さいことを前提としている。風化の進んだ試料ではこの前提が適用できるが、風化の程度の低いものでは、長石のうち、斜長石は比重が石英のそれよりも大きいので、この方法が適用できない場合もある。

そこで、光学顕微鏡によって土粒子を識別分離し、鉱物組成を調べた結果は表 1.2 のとおりである。

この方法は重液、磁気分離による方法よりも正確であるが、非常な時間と労力を要するので実用的には重液、磁気分離による方が適している。

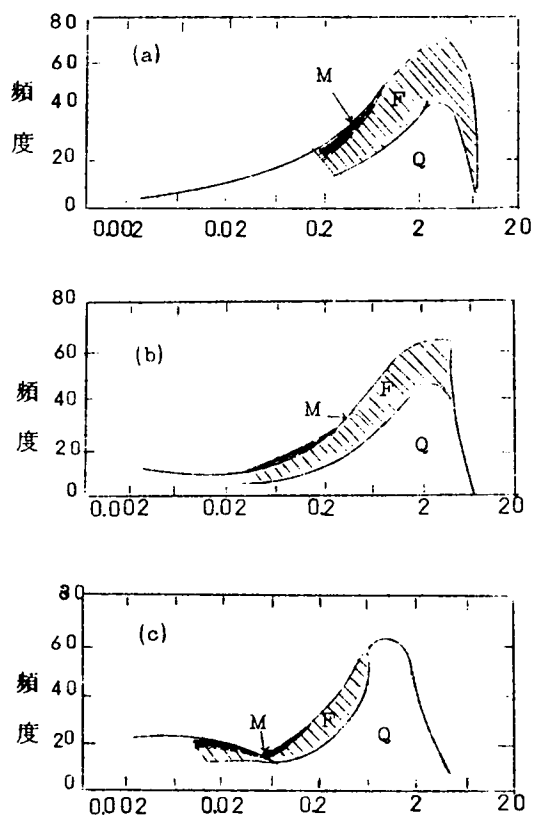


図 1.3 風化に伴う一次鉱物の変化  
(a)→(b)→(c)の順に後ほど  
風化度大 Q: 石英  
M: 雲母 F: 長石  
(P. Lumb による)

表 1.2 光学顕微鏡によって分離した鉱物組成

試 料	石 英	長 石	有色鉱物
六甲山 №1	40.6	57.0	2.4
" №2	44.0	48.5	7.5
比叡山 №1	48.0	41.5	10.5
" №2	41.9	43.2	14.9
生 駒 №1	37.8	34.2	28.0
" №2	39.6	19.9	40.5

### 1.3.2 二次鉱物組成

マサ土中に含まれる粘土分は比較的少なく、多くても数パーセントである。この粘土分の中には種々の粘土鉱物が含まれている。このような粘土鉱物は花崗岩中の一次鉱物が風化作用をうけて二次的に変化したもので二次鉱物と称する。

マサ土あるいは風化花崗岩中に含まれる二次鉱物についての研究は多く、その主なものはつぎのとおりである。Stephen (1952)<sup>4)</sup> は花崗班岩の風化物を調べ、風化の初期にはクローライトが、最終的にはパーミキュライトが生成されるとしている。Goldich (1938)<sup>5)</sup> はミネソタの花崗片麻岩の風化物を調べ、粘土鉱物は大部分カオリンググループのものであるとしている。また、菅野ら(1956)<sup>6)</sup>、(1957)<sup>7)</sup>、(1958)<sup>8)</sup> が行なった広島県、熊本県のマサ土の粘土鉱物の研究結果によると、ハロイサイト、加水ハロイサイト、イライト、クローライト、パーミキュライト、が存在するとしている。山下(1968)<sup>9)</sup> も香川県のマサ土について調べ、菅野らと同様の結果を得ている。著者(1957)<sup>10)</sup> は比叡山のマサ土の粘土鉱物をX線回析により調べた結果、風化度の低いものはカオリナイト、イライト、が含まれ、風化の進んだものにはギブサイトが含まれることを明らかにした。そして、六甲山頂のマサ土についても調べた結果、カオリナイト、ハロイサイト、ギブサイト、がみとめられた。

このような結果を総合すると表 1.3 のようになる。



表 1.3 各地のマサ土の二次鉱物

場所	六 甲 (西田)	比えい山 (松尾 西田 山下)	広 島 (菅野ほか)	熊 本 (菅野ほか)	香 川 (山下)	ミネソタ (S.S.Goldich)
一次鉱物	石 英 正長石 斜長石 黒雲母	石 英 正長石 斜長石 微斜長石 黒雲母 角閃石	石 英 正長石 斜長石 角閃石 輝 石 雲 母	石 英 正長石 斜長石 角閃石 雲 母 輝 石	石 英 正長石 斜長石 黒雲母	石 英 正長石 斜長石 黒雲母 緑泥石 角閃石
二次鉱物 (粘土鉱物)	カオリナイト ハロイサイト ギブサイト 加水雲母 (イライト)	カオリナイト (ハロイサイト) イライト セリサイト モンモリロナイト(少量) ギブサイト	ハロイサイト イライト 加水ハロイ サイト パーミキュラ イト ヘマタイト	ハロイサイト 加水ハロイ サイト イライト クローライト パーミキュラ イト ギブサイト	カオリナイト セリサイト パーミキュラ イト イライト クローライト ギブサイト	カオリン カルサイト シデライト 緑泥石

これらから、二次鉱物も地域によって多少変化があるが、主な構成鉱物はカオリングループの粘土鉱物である。そして、パーミキュライトは広島県、熊本県、香川県のマサ土にみられるが、これは有色鉱物の多い領家花崗岩の特徴である。また、モンモリロナイトは一部報告されているが、量的に少なく、あっても、破砕帯粘土のようなごく特殊な場所である。

これらの変化を、各一次鉱物の観点からみるとつぎのようになる。

まず、長石は炭酸と水の水和作用で大部分カオリン系鉱物に変化する。さらに風化の進んだものではカオリナイトの  $\text{SiO}_2$  も分離して、ギブサイト ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) に変化する。また有色鉱物中の黒雲母は Mg, Na の置換、溶脱により、イライトが生じ、クローライト、パーミキュライトを経てハロイサイトに変化するものと考えられる。

#### 1.4 結 論

マサ土になりうる母岩は結晶性深成岩の花崗岩、花崗班岩、閃緑岩などおよび変成岩の片麻岩がこれに含まれる。そして、花崗岩と呼ばれるものの中にも地域によっていくつかのタイプに区分される。このタイプは鉱物組成によって特徴づけられるので、マサ土の一次鉱物組成も地域によってあるいは花崗岩のタイプによって異なる。とくに顕著な変化をみせるのは有色鉱物量であって、これによって、マサ土の鉱物組成を特徴づけることができる。また、一次鉱物は風化度によっても組成が変化し、長石、有色鉱物は風化とともに細粒化するとともに二次鉱物へと変化する。

一次鉱物の二次鉱物への変化は大部分カオリナイトグループの粘土鉱物への移行として把握され、二次鉱物の大部分はカオリナイトグループの二次鉱物よりなる。一次鉱物の組成判別法として、重液、磁気分離法が利用できるが、マサ土の風化度によって利用しうる限界がある。この方法が利用できない場合は他の方法、たとえば顕微鏡による識別分離法によらなければならない。

## 参 考 文 献

- 1) 柴田秀賢(1967) 日本岩石誌Ⅱ、朝倉書店、PP.6~7
- 2) 松尾新一郎、西田一彦(1968) *Dysical and Chemical Properties of the Decomposed Granite Soil Grains, Soils and Foundations*, Vol.VIII, No4, PP.10~20
- 3) P.Lumb (1965) *The Residual Soil of Hong Kong, Geotechnique*, Vol.XV, No2, pp.180~194.
- 4) I.Stephen (1952) *A Study of Rock Weathering with Reference to the Soil of Malvean Hill, Pt. I, Jour, Soil Sci.* Vol.3, pp.20~23.
- 5) S.S.Goldich (1938) *A Study in Rock Weathering, Jour. Geol.* Vol.46, pp.17~58.
- 6) 菅野一郎、本荘吉男、有村玄洋(1957) 花崗岩に由来する赤黄色土の粘土鉱物(第1報)、土壌肥料、Vol.28, No2, pp. 9~12.
- 7) 菅野一郎、本荘吉男、有村玄洋(1957) 花崗岩に由来する赤黄色土の粘土鉱物(第2報)、土壌肥料、Vol.28, No2, pp. 13~16.
- 8) 菅野一郎、本荘吉男、桑野幸男、有村玄洋、徳留昭一(1958) 花崗岩に由来する赤黄色土の粘土鉱物(第3報)、土壌肥料、Vol.29, No2, pp. 11~14.
- 9) 山下親平(1968) 黒雲母花崗岩の風化作用とその影響、愛媛大学紀要 第Ⅲ部、Vol.6, No1, pp.129~136.
- 10) 松尾新一郎、西田一彦、山下親平(1967) マサ土の工学的性質について、土と基礎、Vol.15, No.3, pp.19~23.

## 2 マサ土の生成と分布に関する研究

### 2.1 花崗岩の風化の特徴

マサ土の生成を論ずることはとりもなおさず、花崗岩から土への風化過程と原因を明らかにすることである。風化とは岩石が地殻の表面において、直接大気や水や生物の作用をうけて変化する現象を意味する。風化作用はつぎのように分類されている。

- (1) 物理的風化作用 (Physical weathering)
- (2) 化学的風化作用 (Chemical weathering)
- (3) 生物的風化作用 (Biological weathering)

物理的風化作用は岩石が機械的に崩壊して単にその形状を変えるものである。岩石は種々の結晶軸の方向によって太陽熱の吸収量や熱伝導率、熱膨張率が異なる。したがって、長時間温度変化にさらされ、加熱と冷却を繰返しうけると膨張と収縮による応力が局部的に集中し、鉱物相互の結合がゆるんで分離し、崩壊する。物理的風化が進んで粒子が細くなると表面積が増大するので、化学的風化が優勢になる。化学的風化に参与する主な因子は水で、水和、酸化、還元、炭酸塩化、加水分解などの作用を行なうが、もっとも大きいのは加水分解である。生物の作用は細菌類や植物の根の生長などで、かなり大きな影響を持つという説もあるが、本論では省略する。

花崗岩の風化については多くの研究がある。R.F.Griggs(1936)<sup>1)</sup>は花崗岩に対して、加熱冷却のくり返し実験を行ない、乾燥条件では変化が少ないが、湿潤状態では影響が大きいことを述べている。また、斉藤(1956)<sup>2)</sup>、大杉、田中(1927)<sup>3)</sup>は現地調査と分析により、花崗岩がマサ土化するのは主として物理的作用によるもので、化学変化は少ないと述べている。中沢(1958)<sup>4)</sup>は、花崗岩の深層風化の原因が、母岩の構造や組織の特性すなわち、節理や割理などに影響されることを指摘している。これらは、別の見方をすれば花崗岩の風化層が厚いことを意味する。すなわち、化学的風化をうけていないが物理的に分解する過程での変化であり、さらに分解して細粒化すれば化学的作用も大きくなる。

花崗岩の風化層が他の岩石に比べて厚く分布する理由は、岩石の組織が他の岩石に比べて異なり、結晶粒径が大きく、おのものの物性が異なることである。結晶の物性が異なれば温度変化による応力集中によって破壊されやすい。しかし、化学的にみると必ずしも弱いとは限らない。閃緑岩や、班れい岩などが風化してすぐ粘土化するのに比べてはるかに強いといえる。結晶の中でも石英は細粒化しても比較的安定であるのに対し、長石、雲母は物理的にも化学的にも不安定で分解して細粒化すると同時に、化学的にも変化して二次鉱物に変化する。石英が安定であるから、これが骨格となって弱い結晶を保護するため厚い風化層が形成されるものと考えられる。

## 2.2 花崗岩の風化と地質、地形の条件

花崗岩の風化の原因と作用機構は既述の通りであるが、これらが有力に作用するための条件としてつぎのようなものが考えられる。

- a) 岩 質
- b) 地 形
- c) 気 候
- d) 時 間

これらの条件の組み合わせによって風化の進み方が異なるものと考えられる。つぎに主なものについて述べる。

### 2.2.1 岩質、地形の要素

花崗岩の風化と地形・岩質との関係を六甲山において調査した結果について述べる。<sup>5)</sup>

#### 1) 岩質特性

六甲山系は大阪湾に面して急傾斜しているが長い地質時代に何回も衝上運動をくり返し現在の比高をもつに至ったと考えられる。

標高は一般に東から西にかけて低くなり、六甲、摩耶山附近で900～700m、中央部の再度山附近で500～400m、高取山附近で300～100mになり、比高の急変するところは、おそらく、衝上断層で切られていると考えられる。地質の概略を上治寅次郎(1937)<sup>6)</sup>に従って述べると図2.1のように、主な構成物は花崗岩質岩石である

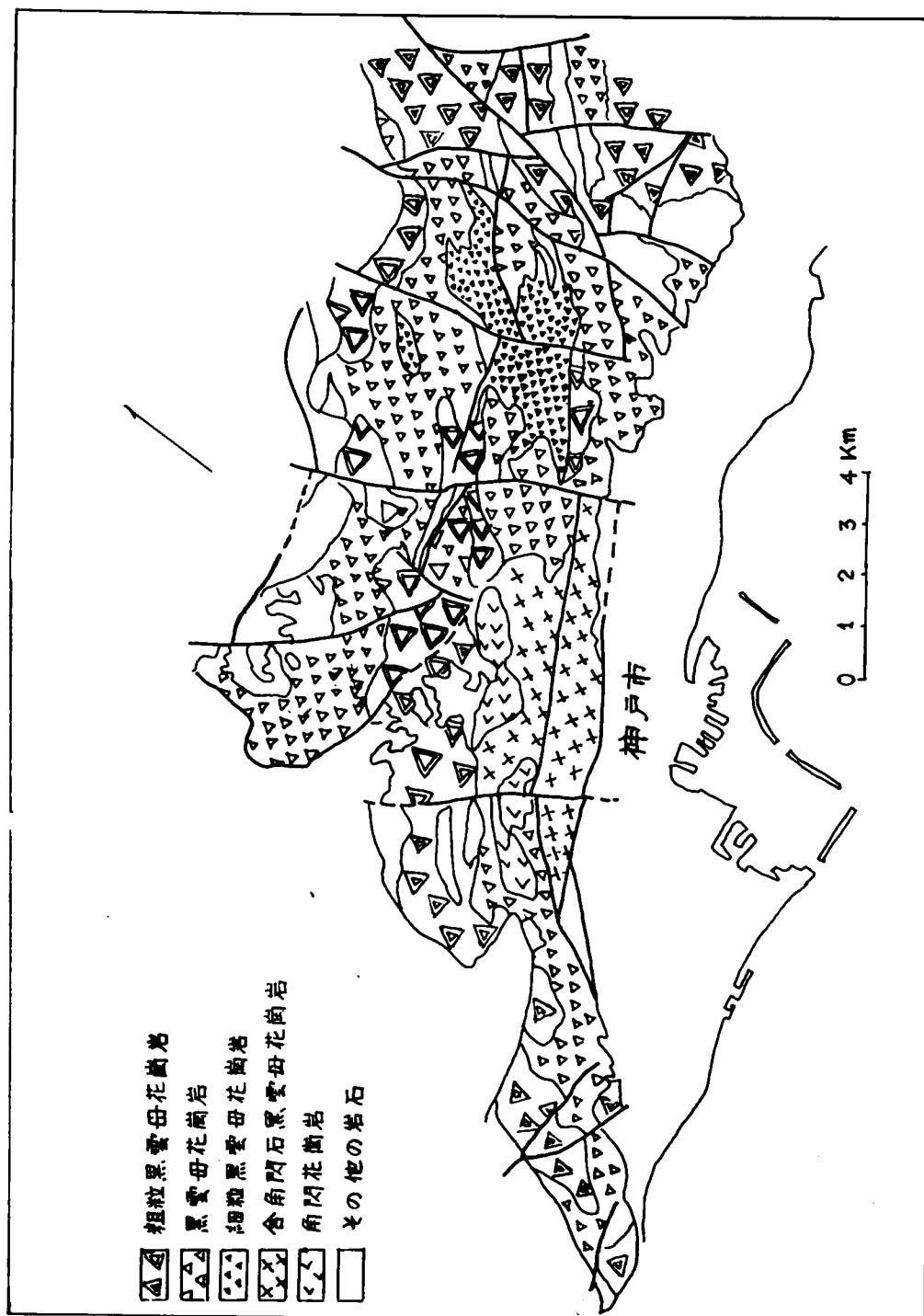


図 2.1 地質図（上治による）

が古生層、第三紀層、および大阪層群などがある。花崗岩についてのみ述べる。

### (1) 黒雲母花崗岩

石英、正長石、黒雲母を含み結晶粒径は1～3mmで最も広く分布する。

### (2) 粗粒黒雲母花崗岩

石英の結晶に富み、正長石と斜長石とが同時結晶を行なっている。ペグマタイトに移化することもある。結晶粒径は3mm以上のことが多い。

### (3) 細粒黒雲母花崗岩

細粒の石英及び正長石の結晶を主とし、曹長石、雲母を認め、白雲母をとまう。粒径は1mm以下のことが多く、分布は局部的である。

## 2) 地形区分

つぎに地形について述べる。地形を合理的に表現する方法は種々あるが、<sup>7)</sup> 最も簡単な方法としてつぎのような方法を利用した。

すなわち、調査地域を1/5万の地形図上に500mのマスを区切り、これに内接する半径250mの円を各マス目について記入し、その円の円周によって切取られる等高線の数を数えて、その数の大小により傾斜の急緩の示標とした。その結果の区分はつぎのとうりである。

1) 緩傾斜(円周により切取られる等高線数1～3本)

2) 中傾斜( " 4～8本)

3) 急傾斜( " 9～13本)

これにより平均傾斜は

$$\frac{N \times 20m}{500m} = \tan \theta \quad N : \text{等高線数} \quad \theta : \text{傾斜角}$$

この $\theta$ は平均的なものであり、半径の大小によって値は変化する。この方法で調査地域を区分したのが図2.2である。

## 3) 風化度の規準

ここでは主として岩石の組織に着目し、ハンマーの打撃のときの反

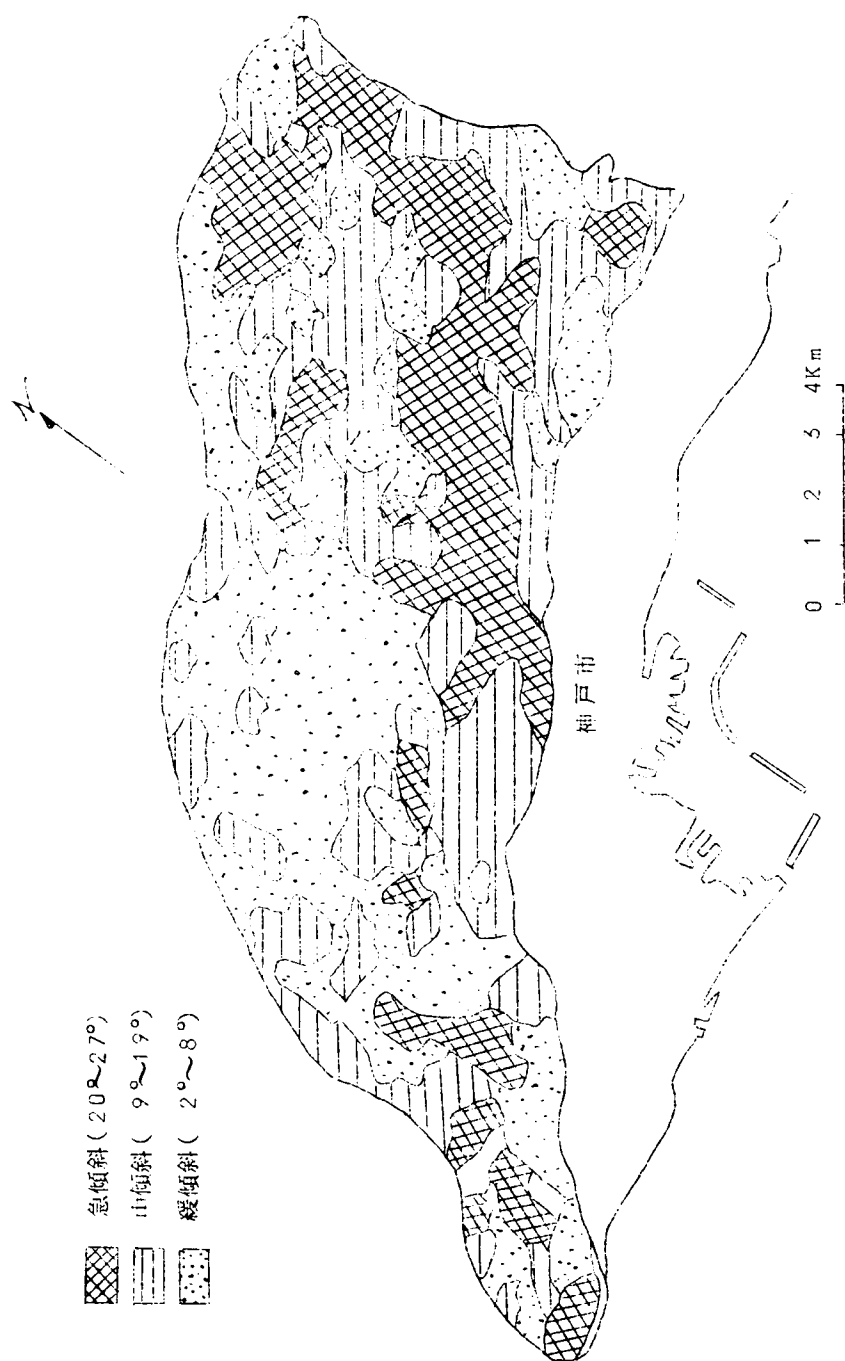


図 2.2 地形区分図



発の程度と結晶粒子の変質の程度を踏査によって判別し、つぎの4段階に分けた。

- (1) 微風化：ハンマーは強く反発し、鉱物粒を切って割れ、石材に良好である。
- (2) 弱風化：ハンマーで割ると鉱物粒内の微小な割理で割れ、二次鉱物は少ないが、石材に使用不可能。
- (3) 強風化：ハンマーで容易に割れ、不規則な岩塊となり、二次鉱物がみとめられる。
- (4) 烈風化：ハンマーは不要、手によって容易に鉱物粒までこわしうる程度、長石のカオリナイト化がいちぢるしい。

これらの規準は絶対的なものではないが相対的な目安をうる意味で利用した。その結果をこの地域について示したのは図 2.3 のとおりである。

#### 4) 風化度との関連性

いま岩質・地形をつぎのように略記する。

岩質	{	粗粒黒雲母花崗岩 (C.B.G)	1
		黒雲母花崗岩 (M.B.G)	
		細粒黒雲母花崗岩 (F.B.G)	
傾斜	{	急傾斜 (S.G)	3
		中傾斜 (M.G)	2
		緩傾斜 (G.G)	

また、風化度にはつぎのように 1、2、3、4 の数値のウエイトをつけ数字の大きいほど風化が進んでいるものとする。

風化	{	微風化	1
		弱風化	2
		強風化	3
		烈風化	4

そこで図 2.1 の地質図の花崗岩地区を 250 m のマス目に区切り、そのマス目が位置する部分の地質 (岩質)、傾斜、風化度を各マス目について読みとり、傾斜と、岩質との種々の組合せの場合の風化度の

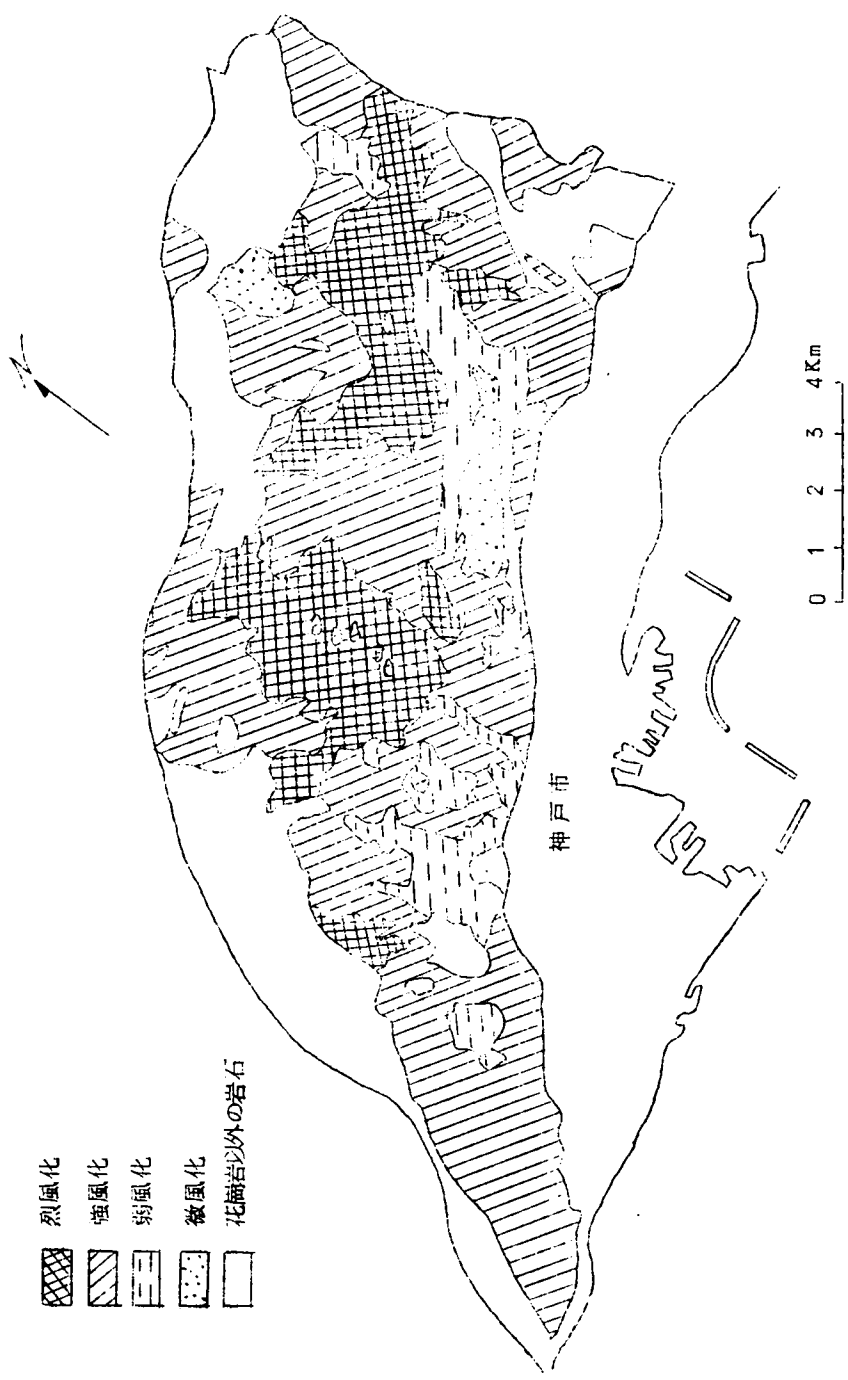


図 2.3 風化度区分図

頻度分布を示すと図 2.4 (a)~(i)のとうりである。これによると段階区  
 分数が少ないためやや不規則なものもある。岩質、地形の条件と風化  
 度の値のバラツキに有意の差があるかどうかを分散分析法を適用して  
 調べた。<sup>7)</sup>

まず、岩質を行にとり、傾斜を列にとって各々の組合せの場合の平  
 均値(図 2.4 の M の値)を記入すると表 2.1 のようになる。

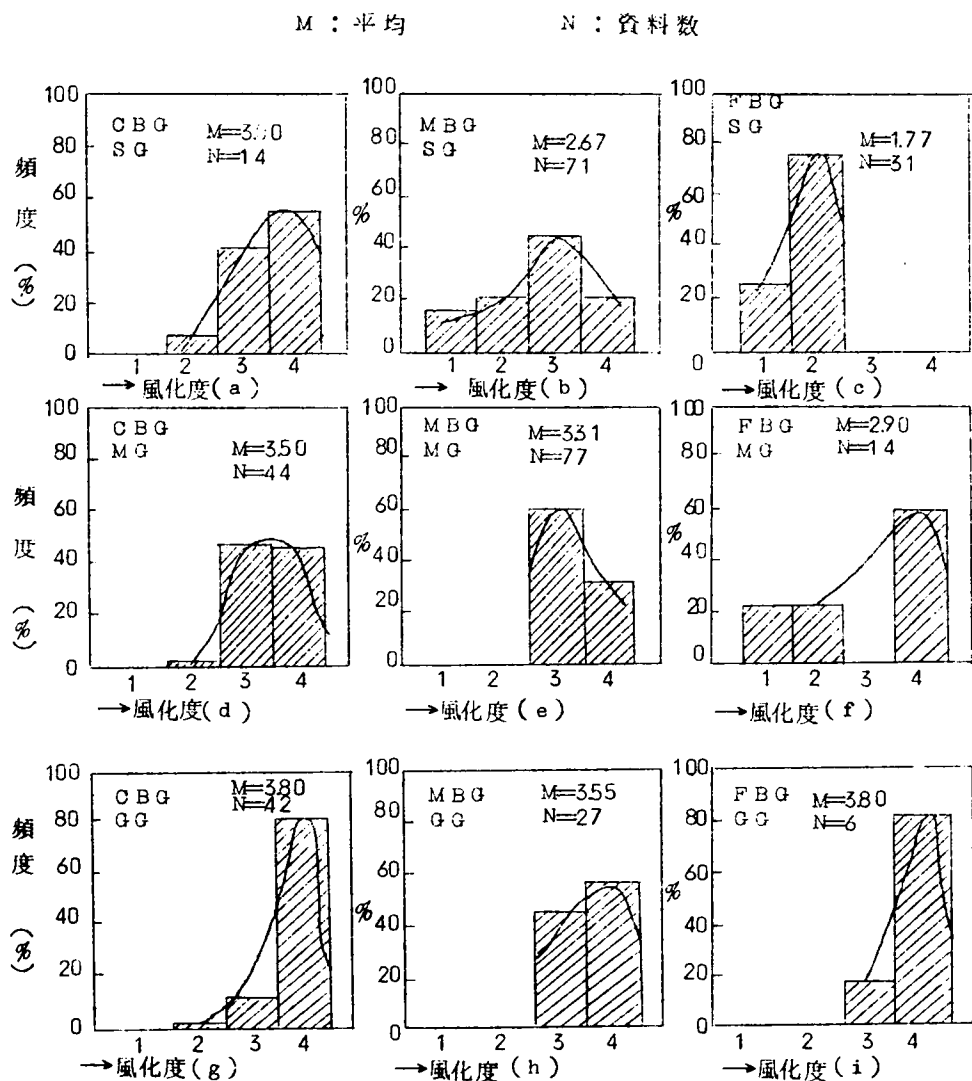


図 2.4 各岩質における風化度

表 2.1

	1(C.B.G)	2(M.B.G)	3(F.B.G)	Ti.
1(急)	3.00	2.67	1.77	7.44
2(中)	3.50	3.31	2.92	9.73
3(緩)	3.80	3.55	3.80	11.15
T.j	10.30	9.53	8.49	28.32

表 2.2

列 行	1	2	3	Ti. <sup>2</sup>
1	9.00	7.129	3.133	55.354
2	12.25	10.956	8.526	94.673
3	14.44	12.606	14.440	124.325
T.j <sup>2</sup>	106.90	90.821	72.080	802.022

表 2.3

Q <sub>T</sub>	92.48	S <sub>t</sub>	3.367
Q <sub>C</sub>	269.801	S <sub>R</sub>	2.337
Q <sub>R</sub>	274.352	S <sub>C</sub>	0.820
C	89.113	S <sub>E</sub>	0.210
F <sub>R</sub>	22.46	F <sub>C</sub>	7.88

この平均値をもって各条件の場合の風化度を代表させる。

さらに、分散分析の手法によって計算すると表 2.2、表 2.3 のようになる。

ここに X : 資料の値 (風化度)、Ti. : 行和、T.j : 列和、T... : 総和、m : 行数、n : 列数、F<sub>R</sub>, F<sub>C</sub> : 分散比

$$Q_T = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n X_{ij}^2, \quad Q_R = \sum_{i=1}^m Ti.^2, \quad Q_C = \sum_{j=1}^n T.j^2$$

$$C = T.^2 / m.n, \quad S_T = Q_T - C, \quad S_R = \frac{1}{n} Q_R - C,$$

$$S_C = \frac{1}{m} Q_C - C, \quad S_E = S_T - (S_R + S_C)$$

$$V_R = S_R / (m-1), \quad V_C = S_C / (n-1), \quad V_E = S_E / (m-1)(n-1)$$

$$F_R = V_R / V_E \quad F_C = V_C / V_E$$

$F_R$  と  $F_C$  の 95% 信頼度の理論値と計算によって求めた  $F_C, F_R$  の値の大小を比較すると、

地形要素について  $F_R = 22.46 > 6.94$  (理論値)

岩質要素について  $F_C = 7.88 > 6.94$  (理論値)

であるので 95% の信頼度で風化度と傾斜、岩質の間に有意の差がみとめられる。そしてとくに地形との関係が密接であることがわかる。

## 5) 考 察

以上の結果は地形、岩質のみの関係を調べたのであるが、一般に結晶粒径の大きいものほど風化度が大きくなっていること、これは、すなわち、粒径の大きいものは小さなものより表面が粗であり、水分の保有しやすく、また熱膨張による不均一な応力発生が大きいため物理的に風化しやすいためと考えられる。

一方、傾斜と風化度との関係は傾斜がゆるいほど風化度が大きくなっている。このことは、現地形が不変のものであり、風化が比較的短時間に生ずるとすれば、地形がゆるい所は当然、雨水が浸透しやすく風化が促進され、また風化された産物がそのまま残存しやすいので風化がはやく進む結果と考えられる。

しかし、一方、地形が常に変動するものであり、風化にかなり長時間を要するとすれば、このような解釈は十分でなく、さらに地史的な条件の変化を考慮せねばならない。つまり、この地域の場合、頂上の平たん部は六甲山系の隆起以前の準平原時代の産物であり比較的新しい地質時代の第三紀ぐらいに断層をともなった隆起運動により六甲山系が隆起して南斜面はこのときの断層崖に当たるとすれば、当然新鮮な岩が露出して風化が進んでいないことになる。

このように地形との関連性をつきとめる場合は単に現地形のみでなく、地史的要素を考える必要がある。

柏木(1963)<sup>9)</sup>は花崗岩地帯のマサ土の状態を調査し、風化度は風

化の進行速度と侵食のバランスによって決ると述べ、壮年期の山地は老年期の山地よりも風化度がみかけ上小さくみえると述べている。

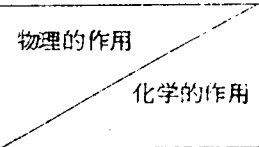
また、Berry and Ruxton(1959)<sup>10)</sup> はホンコンの花崗岩について地形の起伏量の小さい山地は風化層が厚くなって風化が進んでいると述べている。これらからみると、風化度と地形はたしかに関係があるが、地形が主因というよりも、風化侵食の自然のバランスとして、結果的に、このような形態になるものであろう。

## 2.2.2 地質構造の要素

2.2.1 で述べたことは地質構造が均一とした場合であるが、わが国の場合、とくに問題となるのは断層破碎帯などの構造的要素であろう。

これについてはつぎに考察する。いわゆる深層風化と呼ばれる現象は単に地形、岩質の考え方のみでは説明できない。これは、多分、母岩の構造的な条件に関係があると見なければならぬ。すなわち、断層破碎帯附近では一般に地下数10mまで風化していることが多く、これはむしろ別の型のマサ土に相当する。このようなマサ土をとくに構造マサ土と呼ぶことにする。これは、細粒化してはいるが、化学的風化の程度の低いものであり、物理的作用が化学的作用よりも優勢な場合である。一方、地表から長年月の間に行なわれた風化は、物理的作用と化学的作用が相ともなって作用し、細粒化が進むと同時に化学的に土粒子が変質されているものである。この例を六甲山地に求めると表2.2のようになる。<sup>11)</sup>

表 2.2 六甲のマサ土の特徴

型	時 間 初 期 → 後 期		特 徴
	物理的作用	化学的作用	
普通風化 (六甲山頂)			準平原などの長時間にわたる正常風化。 表層より連続的に変化。 土粒子の粘土化。
構造風化 (六甲山麓)			深層風化で破碎帯近くに多い。 細粒化されているが粘土分は少ない。 地表より不連続に変化。

六甲山頂はいわゆる普通風化で長時間に表面から物理・化学作用が連続的に作用し、いちじるしく粘土化したものであり、山麓の破砕帯にともなう部分は物理的作用が化学的作用に先行しているため、土粒子は細粒化していても変質の程度は少ない。

### 2.3 マサ土の分布特性

マサ土は花崗岩質岩石が風化したかなり粗粒なものから細粒土までを含める風化物であるとすれば花崗岩が存在する所には多かれ少なかれ存在するはずである。ただし、マサ土層が厚く存在する場所は花崗岩の存在する場所と必ずしも一致しない。その理由は、前述のように風化層の存在する条件は岩質、地形、地質構造、地史的条件、降雨による侵食との関係によって左右されるからである。風化が進んでも一方で侵食がはげしければ風化層として存在しえないが、地形が平坦で侵食が小さいところでは極端に風化が進むまで保存される。

このような理由で地形の老年期である地域、中国、近畿地方にとくに多く分布するが、中部地方の急峻な山岳地帯にはマサ土はほとんど存在せず硬い岩石が露出している。

### 2.4 結 論

花崗岩の風化は他の岩石に比べて特異なものである。すなわち、他の岩石に比べて風化層が厚く、風化しても砂質土になって粘土分が少ない。これは花崗岩の岩石組織の特性によるものである。つまり、結晶が大きく発達し、温度変化による熱応力の集中によって結晶間の結合が破壊されやすいためである。そして結晶自身は化学的風化に対して比較的安定であるので分解しても細粒化しにくく砂質土として残留するものと考えられる。

一方、このような風化は地形、岩質、地質構造、地史、気候などとも関係しており、このような諸条件の組合せで、風化層の賦存量が支配されるとみられる。

マサ土が厚く分布するための条件はつぎのとうりである。

- (1) 岩質：粗粒で酸性より中性の岩質のところは風化されやすく、風化層

が厚い。

- (2) 地形：平たんな場所で準平原などに多い。これは柏木(1963)<sup>9)</sup>も指摘している。
- (3) 地質構造：断層破碎帯附近はとくに深部まで風化している。
- (4) 地史：地質時代のうちで長時間風化をうける機会があり、しかも新しい堆積物でおおわれて保護されている所に多い。
- (5) 雨量：降雨量が少なく地形が平たんである。



## 参 考 文 献

- 1) R.F.Griggs(1936) The Factor of Fatigue in Rock Exfoliation, Jour. Geol. Vol. 44. pp783~796
- 2) 齊藤実(1956) 花崗岩のマサ状風化、土と基礎, Vol. 4 No. 3 pp22~23
- 3) 大杉繁, 田中武夫(1927) 花崗岩の風化二例, 日本農芸化学誌 Vol. 3 pp. 765~780
- 4) 中沢圭二(1958) 花崗岩の深層風化について、マサ土研究委員会資料
- 5) 松尾新一郎, 西田一彦, 山下親平(1965) 花崗岩の風化と地形, 岩質との関係, 土木学会関西支部講演概要 pp161~162.
- 6) 上治寅次郎(1937) 六甲山塊の地質と構造, 地学雑誌 Vol. XLIX, p584
- 7) 中野尊正, 吉川虎雄(1957) 地形調査法, 古今書院 pp. 34~39.
- 8) 石川栄助(1955) 実用近代統計学, 棋書店
- 9) 柏木日出治(1963) 花崗岩風化の研究, 木ノ崎教授退官記念論文集 pp. 319~342
- 10) L. Berry, B.P. Ruxton(1959) Note on Weathering Zones and Soils on Granitic Rocks in two Tropical Regions, Jour. Soil Sci. Vol. 10. No. 1 pp. 54~63
- 11) 西田一彦(1970) マサ土の工学的性質とその取扱指針。(第一章基本的性質) pp. 1~31

### 3 マサ土の物理的性質に関する研究

#### 3.1 概 説

マサ土を基礎地盤としてあるいは建設材料として利用する場合、その物理的性質はとくに重要な要素である。

たとえば基礎地盤としてその上に構造物を建設する場合、あるいはノリ面の切取を行なう場合、また切取盛土の土工量の推定を行なう場合、マサ土のみださない状態での物理的性質が必要である。また盛土や道路の路盤、路床として利用する場合はみだした状態での土粒子の物理的性質が必要になる。そしてこれらの物理的性質は強度や透水性などの工学的性質と密接に関係しているので本章では主としてみださない状態の物理的性質とみだした状態の土粒子の物理的特性について述べる。

#### 3.2 みださない状態の物理的性質

一般に花崗岩の風化は長時間の間に地表から地下深部に向かってじょじょに進んでいるといわれているが、その変化が主として物理的性質の上でいかに変化するかを明らかにするために以下の調査を行なった。<sup>1)</sup>

調査場所は京都比叡山の山中峠附近の花崗岩で、中粒の黒雲母花崗岩からなる土砂切取斜面である。この地点は構造的に比較的簡単で風化が均一に進んでおり、最下部の軟岩（ツルハシで掘削可能）から最下部の軟弱なマサ土（土粒子が指圧でつぶしうる程度）まで連続的に一様に変化している場所である。

この地点において図 3.1 のように測点を P-1 ~ P-11 まで選び、各地点において湿潤密度、乾燥密度、土粒子の比重、自然含水比、間ゲキ率、飽和度、及び弾性波伝播速度（縦波の速度  $v_p$ ）を測定した。その結果は表 3.1 のとおりである。

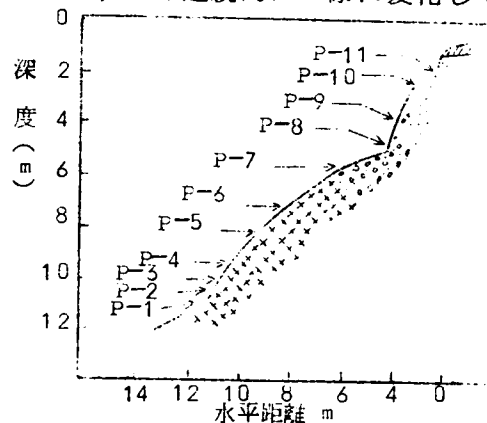


図 3.1 切取斜面断面

表 3.1 物理的性質

測点	湿潤 $\gamma_t$ 密度 gr/cm <sup>3</sup>	乾燥 $\gamma_d$ 密度 gr/cm <sup>3</sup>	土粒子 の比重 $G_s$	自然含 水比 $w$ %	間ゲキ 比 $e$	間ゲキ 率 $n$ %	飽和度 $S_r$ %	弾性波 速 $V$ 度 m/Sec	深度 $m$
P11	2.013	1.864	2.631	7.98	0.37	27.1	56.4		2.0
P10	2.185	2.082	2.654	4.95	0.30	23.0	43.8	256	2.6
P 9	2.350	2.339	2.665	0.45	0.16	13.5	7.7	352	3.9
P 8	2.224	2.108	2.655	5.51	0.26	20.6	56.2	357	5.1
P 7	2.317	2.303	2.654	0.62	0.14	12.4	11.5	461	6.3
P 6	2.226	2.143	2.666	3.87	0.24	19.5	42.6	600	7.6
P 5	2.278	2.221	2.654	2.56	0.19	16.2	35.2	810	8.7
P 4	2.292	2.225	2.671	3.02	0.20	16.6	40.6	1030	9.4
P 3	2.319	2.273	2.675	2.04	0.18	15.0	31.0	1000	10.1
P 2	2.348	2.300	2.657	2.07	0.15	13.3	36.2	1200	10.7
P 1	2.321	2.253	2.681	3.04	0.19	15.9	43.1	—	11.3

またこれを図示したものが図 3.2 である。これによると、風化にともなって大きく変化するものは乾燥密度であり、とくに地表部より 3 m までの部分での変化が激しい、土粒子の真比重はほとんど変化せず、最上部でわずかに小さくなる。

また同じ地点で行なったソノタイマー ( Sonotimer ) による弾性波速度 ( $V_p$ ) の測定結果は図 3.3 のようになる。

これによると  $V_p$  は深さの減少にともなって曲線的に減少し、軟岩の 1500 m/sec から、表土近くの 200 m/sec まで変化する。いま弾性波速

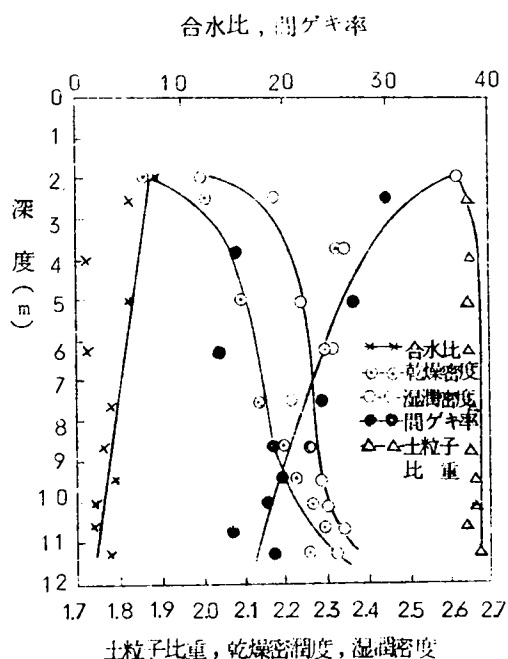


図 3.2 物理的性質

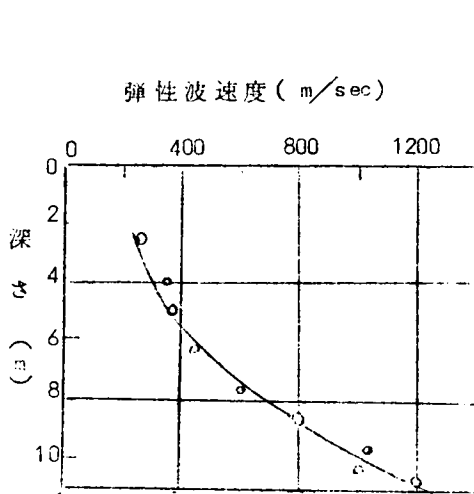


図 3. 3. 弾性波速度と深度

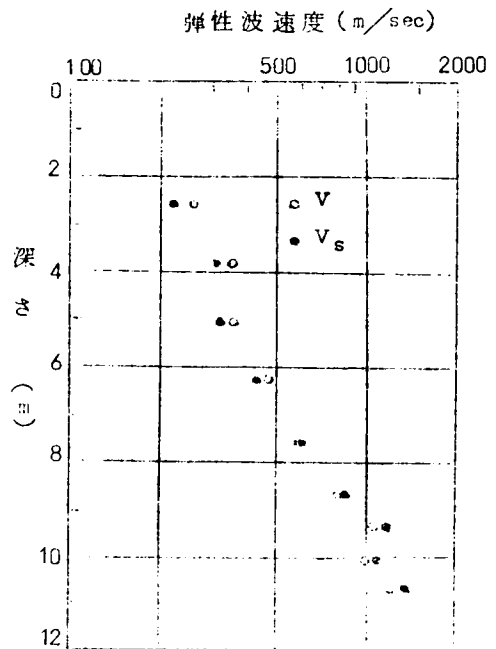


図 3. 4 弾性波速度の深さ  
方向の変化

度を対数目盛にとってプロットすると図 3. 4 のようにこの曲線は直線となる。

ところで、風化花崗岩のようなものは土と同じく、固体と間ゲキ部分の空気、水からなっており、弾性波伝播速度はこれらの集合体の速度として表現されるはずである。したがって、この三相の平均化されたものに等しいと考え、さらに林田(1960)<sup>2)</sup>の考えを参考にして、間ゲキ率、飽和度、が変化する場合にも適用できるよう変形すると

$$\frac{1}{V} = \frac{1-n}{V_s} + \frac{n(1-Sr)}{Va} + \frac{Sr \cdot n}{Ve} \quad \dots\dots ( 3. 1 )$$

$V_s$ : 実質部分の P 波速度

$V$ : 風化岩の P 波速度

$n$ : 岩石の割れ目、空ゲキの割合(間ゲキ率)、小数で表わす。

$V_a$ : 空気の弾性波速度

$V_e$ : 水の弾性波速度

$S_r$ : 空ゲキを満たしている水の割合 (飽和度、小数)

この式で  $S_r$  を 100% にすると Wyllie の式になる。この式を使って各点の  $V$ 、 $n$ 、 $S_r$  の実測値を用いて土粒子実質部分の速度  $V_s$  を計算すると図 3.4 の黒丸のようになる。

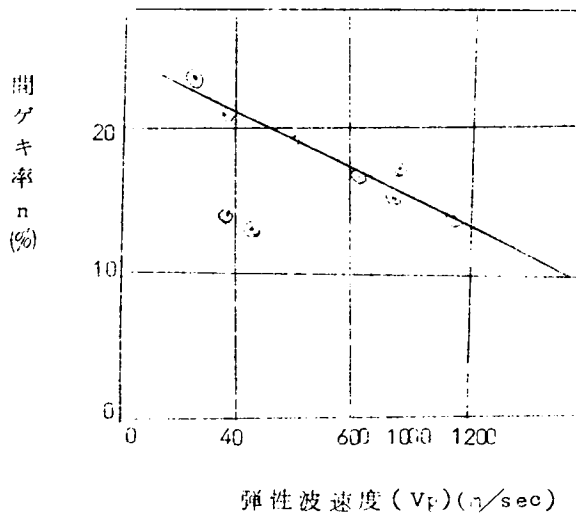


図 3.5 弾性波速度と空ゲキ率

この場合  $V_e \div 1500 \text{ m/sec}$ ,  $V_a = 330 \text{ m/sec}$ ,  $\rho \div$  土粒子の比重を用いた。これによると  $V$  と  $V_s$  との差はわずかであり、最大  $50 \text{ m/sec}$  ぐらいである。したがって間ゲキ率が比較的小さく、飽和度の変化が小さいこのような風化土層の場合には全体のみかけの伝播速度  $V$  を測定しても土粒子自身の変質の程度を知ることができる。

また、弾性波速度の深度方向の変化はかなり顕著であり、風化度の判定の有効な手がかりになるが、これらの変化は主として間ゲキ率の変化によるものと考えられる。

図 3.5 に示したように  $V_p$  と  $n$  とがかなり良い相関関係にあることが明らかである。ところが  $V_p$  は一般に

$$V_p = \frac{E}{\rho} \cdot \left( 1 + \frac{2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2} \right) \quad \dots\dots (3.2)$$

のような式で示されるように単に密度のみならず、ヤング率（E）、ポアソン比（σ）によって変って来る。

この実験では横波速度（Vs）を測定できなかったのでポアソン比やヤング率を測定することができなかったが、これらも、密度、あるいは、間ゲキ率の函数として表現されるものと考えられる。マサ土を発破を用いずに掘削できる程度であるとする、その限界はP波速度で1000~1500 m/sec、乾燥密度で2.3 g/cm<sup>3</sup>以下の部分が対象として考えられる。

### 3.3 みだした土粒子の物理的性質

マサ土を乱した状態で利用する場合は土粒子自身の性質が重要である。そして、マサ土が特殊土であるゆえんも、この土粒子特性が他の沖積砂層の場合と大きく異なることによるものである。以下、主として一次鉱物の物性を述べ、二次鉱物も一次鉱物の変化したものとみなし、一次鉱物の物性の変化という形で表現する。

#### 3.3.1 JISの方法による比重とその限界

マサ土粒子の主な一次鉱物は石英、長石、雲母である。このうち長石、雲母は風化によって変質するから比重の変化となって現われるはずである。ところが、鉱物組成が大きく変化しない限り、JIS A1202の方法による土粒子の比重はほとんど変らない。この理由の一つは、長石や雲母は変質すると同時に一部分解離脱されるため、相対的に安定な石英粒子が割合の上で増加し、変質した鉱物の影響がうすめられるからである。したがって、風化にともなう土粒子の変質の程度を表わすには、JIS A1202の方法による土粒子全体の比重はあまり意味がない。ただし、間ゲキ比その他の土質常数を計算するためには必要である。

また、土粒子全体の比重は既述の鉱物の組み合わせによっても当然変化する。すなわち、表3.2のように鉱物のもとの比重は異なるので、たとえば有色鉱物がもともと多いものは図3.6のようにJIS A1202の方法によ

る比重は大きくなる。

表 3. 2 風化していない一次鉱物の性質

鉱 物	比 重	モー スの 硬 度
石 英	2.65	7
正長石	2.6	6
斜長石	2.6-2.7	6
黒雲母	2.8	2.5-3
角閃石	3.0-3.3	5-6

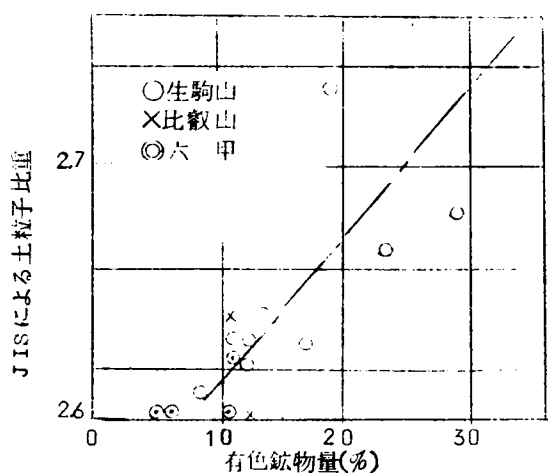


図 3. 6 JISによる土粒子比重と有色鉱物量

### 3. 3. 2 長石粒子の比重

長石は風化にともなって変質しやすい鉱物である。そして、そのうちでも斜長石はとくに弱いのですぐ細粒化するが、正長石は比較的強くマサ土中に多く含まれる。したがって、この長石とくに正長石の比重を測定することによって風化変質度が判定できると考えてつぎのようにして測定した。<sup>4)</sup>

すなわち、1章で述べた重液磁気分離法により、74～420 $\mu$ の長石粒子を重液（テトラブロムエタン）とともに分離した。重液によって分離した長石試料は、重液とともに図3.7のような100mlのメスシリンダーに入れ、重液とメチルアルコール

で、再度比重を調節し、攪拌して、粒子が溶液中で均一に分散するようにした。

しかし、粒子は比重がそれぞれ異なるので、1～2分間放置すると、上下2層に分離するので、放置したとき、二等分に分かれるように調節すれば、重液の比重は長石粒子の平均比重になっていると考えられる。ここで、すばやく、図3.7の

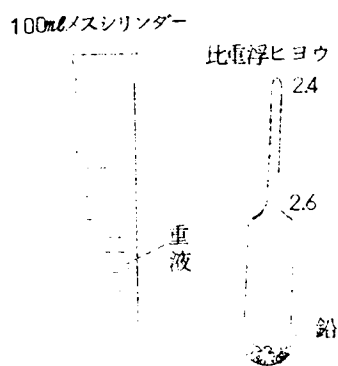


図3.7 長石比重測定器具

ような比重浮ヒヨウをメスシリンダーの中にそう入し、重液の比重を測定した。

さらにもう一度重液の

比重を調節して、同様

の操作を繰返し、前回と同様の値が得られるまで繰返した。その結果を表3.3に示してある。これは六甲山地の風化度が連続的に変化する切取斜面から採取した試料について行なった例である。

これによるとJISA 1201の方法による土粒子の比重は2.57～

2.65と変化するが長石

比重（以下Gsfと略称）は2.38から2.58まで変化する、Gsfの方が全体土

表3.3 長石比重

現地特性	地点番号	全体比重 (ピクノメーター法)	長石比重 20℃ (重液)
軟岩 六甲切取 風化土	1	2.651	2.585
	2	2.648	2.562
	3	2.649	2.550
	4	2.652	2.522
	5	2.624	2.520
	6	2.647	2.512
	7	2.645	2.516
	8	2.646	2.486
	9	2.572	2.384



粒子の比重よりもはるかに広い範囲の変化を示している。そして、この変化はミクロには長石結晶格子の中の元素の欠除による重量の減少、マクロには粒子内部の空ゲキの増加にもとづくものと考えられる。

そこで、粒子内空ゲキが比重に  
関係しているとすれば、粒径を変  
化して細粒化することにより比重  
が変化するはずである。

いま、比重の異なる長石粒子を種  
々の粒径のものにつぶしたときの  
JISの方法による比重は図 3.8 の  
とうりである。これから、土粒子  
の細粒化によって内部に孤立した  
空ゲキが開放され、比重が増加す  
ることが明らかである。そして、  
風化の進んだものほど破碎にとも  
なう比重の増加が大きいことは、  
孤立した空ゲキが多いことを意味  
する。

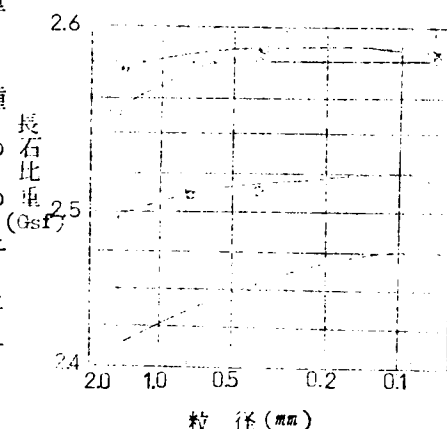


図 3.8 長石粒子の細粒化  
による比重変化

### 3.3.3 長石比重と強度との関係

長石比重の減少は結晶内部の変化を意味し、粒子の強度に表現される  
はずである。そこで、前述の方法により各比重段階の長石粒子をとり出  
し、さらに 1.6 mm 径の正長石を選び出し、粒子 1 つづつを径 3 mm の金属  
棒で圧縮したときの最初に現われるピークをもって圧縮強さを求めた。  
その結果を図 3.9 に示してある。これによると、比重の増加にともない  
強度は増加するが、比重 2.45 を境としてそれ以下では強度が極端に小  
さく、比重の差による強度の変化も小さいが 2.45 以上では急激にしか  
も直線的に変化する。結晶には方向性があるので圧縮方向により強度は  
異なり、バラツキが大きいのが平均値でみると、Gs 2.5 ~ 2.6 にかけてほ  
ぼ直線的に変化している。

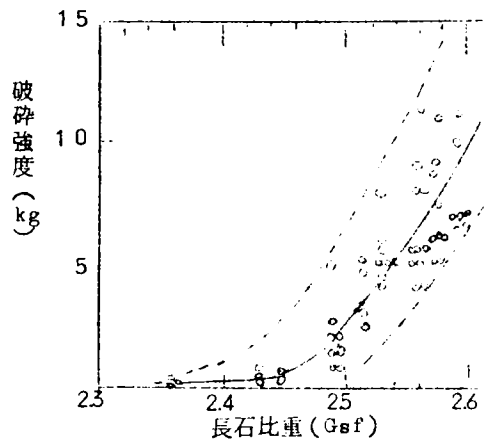


図 3.9 破碎強度と長石比重

### 3.3.4 長石比重と結晶構造の変化

一方、同じ試料を粉碎し、 $0.03\text{ mm}$ 以下にした試料についてX線回折を行なうと正長石の $(220)$ 、 $(201)$ 、カオリナイトの $(001)$ 、 $(002)$ の特徴線は図3.10'の通りである。これから回折線の強度をよみとりこれとGsrfとの関係を示すと図3.10のようになる。Gsrf 2.45より大きいところでは正長石は強いピークを示すが、Gsrf 2.45以下では、カオリングループ鉱物（主として結晶度の低いカオリナイト、一部ハロイサイト）の粘土鉱物を含んでいることがわかった。

これをみると正長石のX線強度は、前述の圧縮強度とよい対応を示し、そして風化したものはカオリナイト化されていると

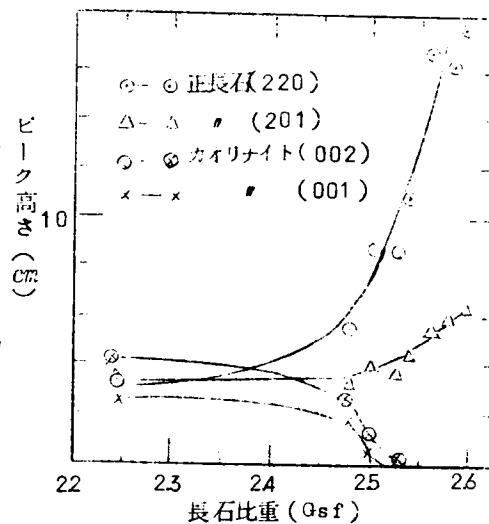


図 3.10 X線回折強度と長石比重の関係

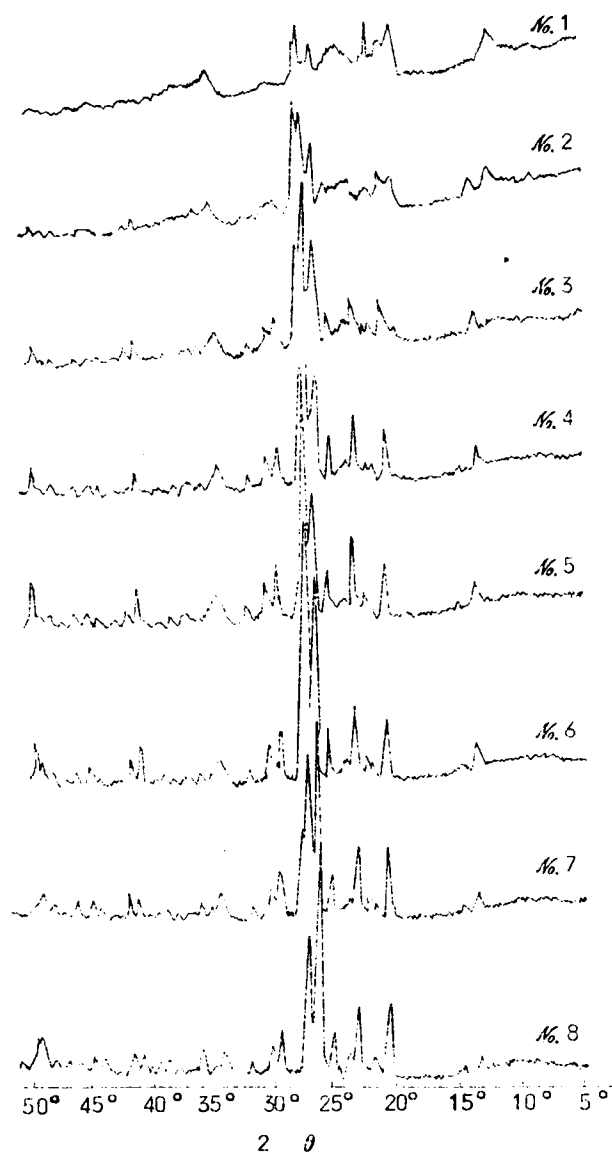


図 3.1 0' 長石の比重と X 線回折特性  
 ( 長石の比重は No. 1 → No. 8 へと順に大きくなる )

いえる。X線強度が大きい所は長石粒子の結晶度が高く、結晶内部の格子欠損や結晶面の不整が少ないことを意味し、圧縮強度が大きくなると考えられる。

また有色鉱物中の雲母の結晶構造の変化については柏木(1963)<sup>5)</sup>が明らかにしている。それによると雲母は新鮮なものは $10\text{\AA}$ の回折線で示されるがこれが変質して $14\text{\AA}$ のものに変化し、図3.11のように $10\text{\AA}$ の回折線は風化の進行とともに減少すると述べている。このように結晶がゆるんで水和したものは加水雲母あるいは緑泥石など同定されているがいずれも変質途上のものであって分解しやすくなっている。すなわち $\text{SiO}_2$ 結合層の間のKイオンが離脱してこの層間で分解して板状に破壊する。

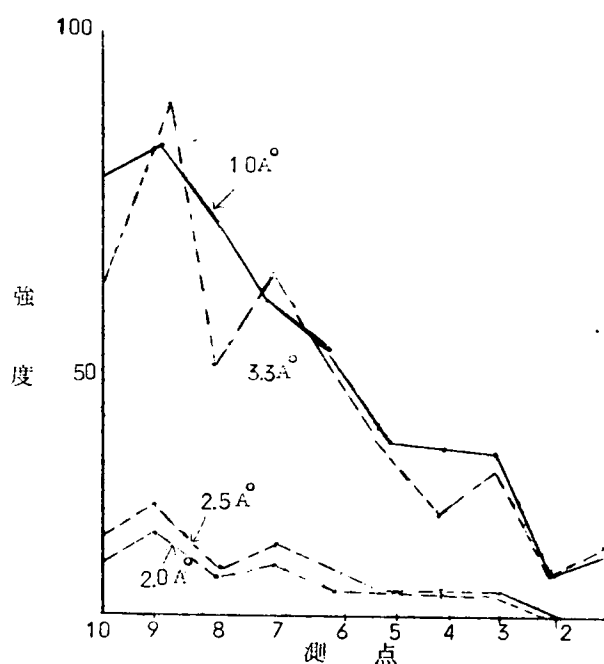


図3.11 回折線の強度の変化(高松市周辺)  
(柏木日出治による)

### 3.3.5 長石比重と溶解熱による結合力の推定

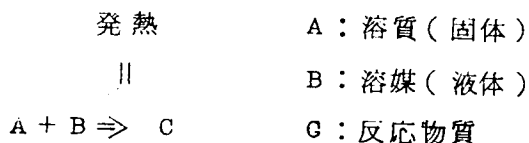
結合エネルギーは各鉱物について表 3.4 のように計算されている。<sup>6)</sup>  
これは、結晶粒子の晶出の順序にだいたい対応している。初期に晶出するものほど結合エネルギーは小さい。結合エネルギーを正確に測定する方法はむづかしく、また規準を何にとるかによっても異なっている。結晶の格子エネルギーは、結合粒子を一定の分散状態にさせたときのエネルギーレベルの変化をみれば推定できるはずである。

表 3.4 各鉱物の結合エネルギー (須藤による)

鉱 物	化 学 式	結合エネルギー (Kcal/mol)
石 英	$\text{SiO}_2$	37320
正長石	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	34266
灰長石	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	31935
曹長石	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	34335
黒雲母	$\text{K}(\text{MgFe})_3(\text{OH})_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}$	30475
角閃石	$\text{Ca}_2(\text{MgFe})_5(\text{OH})_2\text{Si}_7\text{AlO}_{22}$	31883

(O を 24 を基準とする)

そこでいまフッ化水素中における結晶の溶解時の溶解熱を測定することによってその相対的な目安を得ようとした。溶解も一種の化学反応であるが一定溶媒中に一定重量の溶質を溶かした場合



A は B に完全に溶解すれば一定濃度になり、原子は高いエネルギーレベルになり C は低いエネルギー状態の結合をもつ物質からの分散状態になる。この反応で発熱が大きければもとの結晶は低いエネルギーレベルにあると考えられる。

圧力一定であれば内部エネルギーの変化は

$$\Delta U = \Delta Q - P \cdot \Delta V \quad \dots\dots (3.1)$$

で表現されるが $\Delta V$ を無視すれば、

$$\Delta H = \Delta U = \Delta Q \quad \dots\dots (3.2)$$

したがって、 $\Delta H$ は熱量の変化のみとなる。そこでこの熱量変化をセメントの水和熱測定用カロリメーターにより測定した。試料は粉状体(0.03mm以下)と粒状体(1.6mm)を0.2g用いHF 22.5% 200cc中に入れ初期温度は25℃とした。

まえもって装置の熱当量Cを測定しておき、図3.12のような時間-温度曲線より $\Delta \theta'$ を求め次式で $\Delta H$ を計算した。

$$\Delta H = - \frac{C \cdot \Delta \theta'}{m} \quad \dots\dots (3.3)$$

$\Delta H$  : 溶解熱 cal/g

$\Delta \theta'$  : 補正した温度差 °C

C : 装置の熱当量

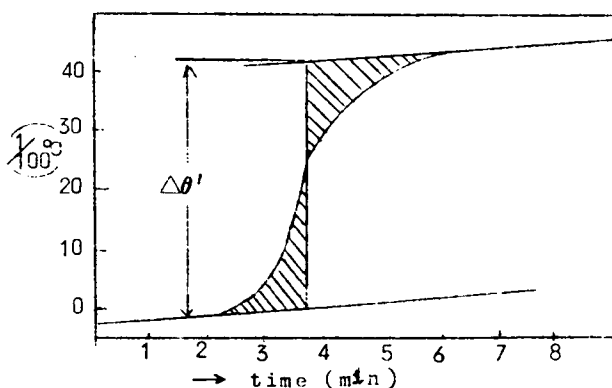


図 3.1 2 時間と温度変化

その結果を図3.13に示したが、Gsfの変化による粉状体の溶解熱の変化は500~600cal/grであり、これと、前述の破碎強度とはうまく対応しない。そこでいま、粒状体のものについて同じ条件で測定すると図の下の方の曲線のようになり、Gsfの増加にともなうて両者の場合との差Dをとり、これと前述の破碎強度との関係をみると図3.14のようによ

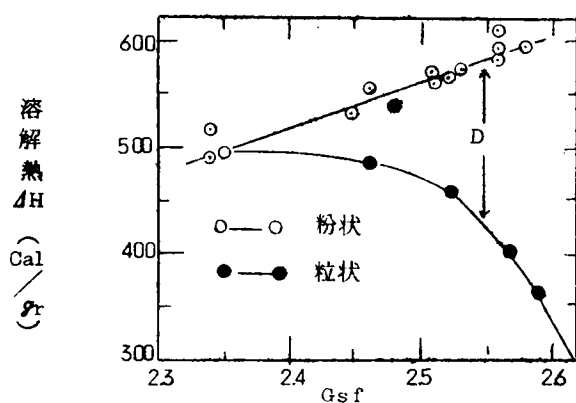


図 3.1 3 長石比重と溶解熱

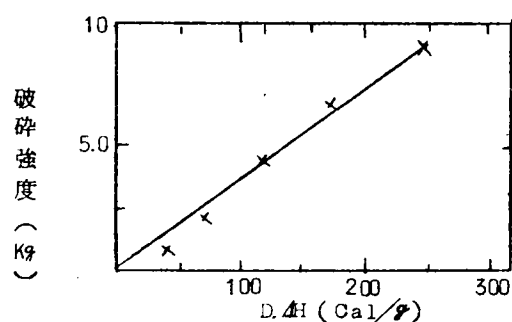


図 3.1 4 破碎強度とDの関係

い相関を示している。

すなわち、この差Dはとりもなおさず、粒子をすりつぶすときに使われるエネルギーを示すものであって結晶実質部の結合エネルギーを示すものと考えられる。したがって、前述の破碎強度は岩石試料などの場合と同様、粒子内の割れ目、空ゲキなどの存在によって大きく左右され、必ずしも実質部分のみの結合力によることを意味しないものと解釈される。

### 3.4 マサ土の質的分類

みだしたマサ土を土粒子の特性から分類する場合、二つの要素が考えられ

る。その一つは鉱物組成の変化である。これは1章で述べたごとく石英、長石、雲母の一次鉱物量のみで考えてもかなり変化がある。これを定量的に表現するためには三つの組成比でもよいが、三つのうち、工学的に特異な性質をもつ有色鉱物（雲母、角閃石）の重量パーセントをとることによって一つの要素で表現できる。また他の一つは土粒子の風化変質度を表わす要素であり、これは長石の比重をもって表現できる。Magee(1960)<sup>7)</sup>は雲母の変質度をインデックスとし、一定の試料重量中の雲母片の数を数えることによって風化度を表現しているが測定がめんどうであること、また量的には長石の方が一般に多いことなどから、長石の比重（Gsf）が適当と考えられる。

そこでこの二つの要素により、各地のマサ土について測定した結果をプロットすると図 3.15 のようになる。<sup>4)</sup>

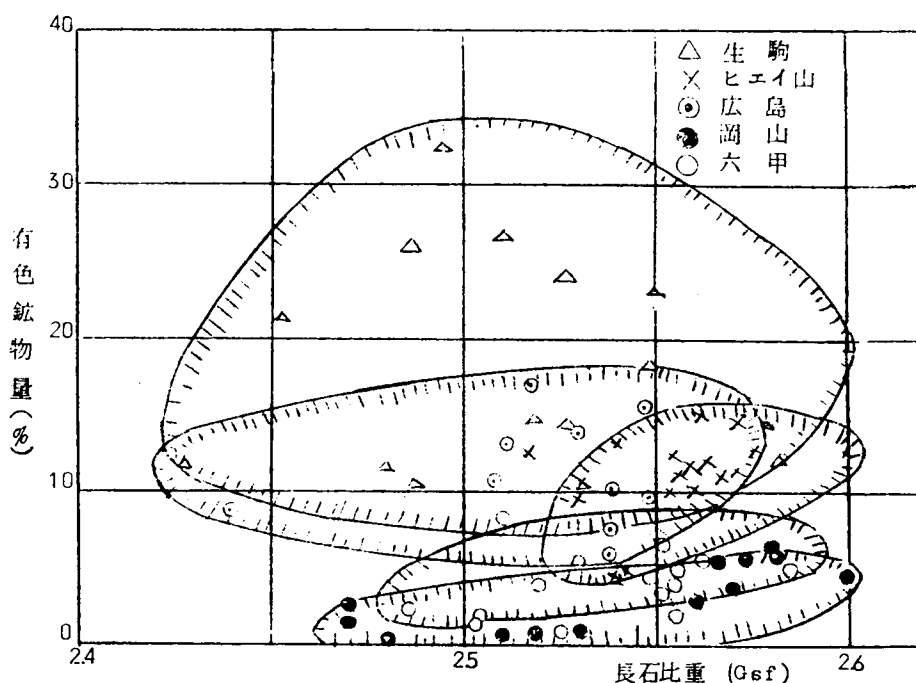


図 3.15 マサ土の質的分類



これによるといわゆるマサ土地帯と呼ばれる生駒、比叡山、広島、岡山、六甲とそれぞれ異ったグループに分類される。これらのうち、縦軸方向の変化はむしろ母岩の特性を示すものであり、生駒のものはいわゆる領家花崗岩類に属するものであり、六甲、岡山、広島のは広島型花崗岩に属するものであり、比叡山はこの中間的性質のものである。しかしこの値は試料の採取場所によっても多少異なる。

一方横軸方向の変化は、風化度であるから右よりのものほど風化が進んでいることを示し、生駒、広島のは、他のものに比して風化が進んでいるようである。しかしこれも将来、調査点の増加にともなって多少修正されると予想される。

### 3.5 土粒子内空ゲキの観察とその測定

一次鉱物粒子のうちでも、風化にともなって著しく変質しているのは長石と有色鉱物である。そこで、これらの粒子の内部組織をみるため、薄片にて顕微鏡観察を行なった。その結果を写真3.1 a、b、cおよび写真3.2 a、bに示した。写真3.1 aはほとんど風化していない長石粒子の場合であるが、粒子の輪郭は明瞭であり、クラックは少なく、あっても劈開方向に規則正しく分布し、クラックと他の部分との境界も明確である。写真3.1 bはかなり風化した長石粒子の場合である。空ゲキはクラック状となり、一部は太く、一部は細く、外部の一端から他端に通じているものもあれば、途中で切れたりあるいは内部に孤立しているものもみられる。クラックの部分は完全に空ゲキであるが、クラックの周辺も細かなクラックが発生している。写真3.1 cは極端に風化した長石粒子の場合である。粒形は円形に近いが、凹凸に富んだ輪郭をしており、内部には不規則な形をした空ゲキが著るしく発達し、むしろ細粒子の集合体であるかのようである。大きな空ゲキは互いに連絡し外部にも通じている。一方、写真3.2 a、bはかなり風化した黒雲母の場合の一例である。

写真3.2 aは劈開面に平行方向のものであり、写真3.2 bは垂直方向のものである。これから有色鉱物の場合、とくに劈開面に沿ったクラック状の空ゲキが著るしく発達していることが明らかである。このような土粒子



写真 3.1 a (Gsf 2.56)



写真 3.1 b (Gsf 2.53)



写真 3.1 c (Gsf 2.25)

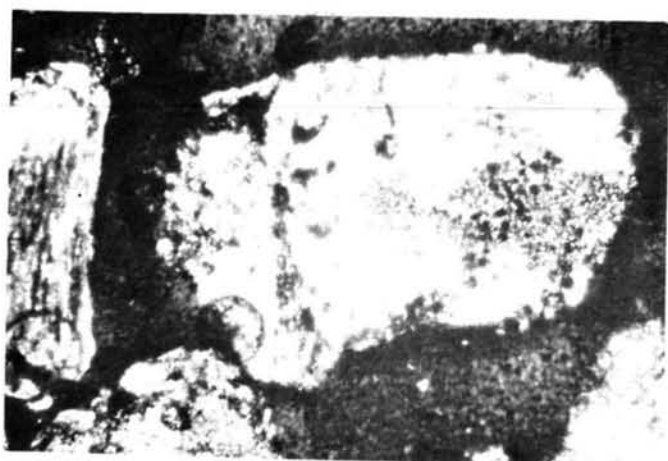


写真 3.2 b (雲母×150)



写真 3.2 a (雲母×150)

の内部空ゲキは大部分土粒子外部に開口しており、水の侵入は容易であると考えられる。しかし、一部の空ゲキは土粒子内部に孤立したもの、あるいは結晶格子欠損のような微視的なオーダーのものであると推定される。後者は水が侵入しにくいので、JIS A1201の水置換法によって土粒子の比重を測定する場合、その量が測定値に影響する。

上述の土粒子内部に存在する空ゲキのうち、水の侵入を許しうる程度のものはかなりの部分を占めるものと考えられる。これらの空ゲキはまた大部分毛細管のオーダーのものであり、工学的にはむしろ重要である。以下これを土粒子内空ゲキと呼ぶ。しかし、従来の水置換法による土粒子の比重測定のみではこの空ゲキを測定することが不可能である。そこで、つぎのような方法で、水の侵入しうる空ゲキ量を測定した。<sup>8)</sup> 測定法は細骨材の吸水量試験に準ずるものである。まず、試料は表3.5のように、鉱物粒子単独の変化をみるため、風化度の異なる長石、有色鉱物のみの場合、また、天然の鉱物組成を有するマサ土、さらに、これらと比較するため細骨材用の川砂を用いた。粒度は有色鉱物のみ0.25～0.4mmで、他は0.074～2mmの同一粒度に調整したものである。これらを、24時間水浸し、さらに真空ポンプで約1時間吸引飽和させたのち、ろ紙上で土粒子の表面水を拭い取り、ガラスロート（径6mm）にゆるくつめたのち、倒立させてロートを引きあげたとき、ちょうど試料の山が崩れるときを表面乾燥飽和状態とみなし、そのときの含水量を測定し、土粒子内の空ゲキ量を求めた。

表 3.5 試料の各物性

	№	真比重	みかけ比重	長石比重	有色鉱物量	粒 度
長石	1	2.596	2.373	—	0%	0.075
	2	2.581	2.313	—	0%	い
	3	2.564	2.125	—	0%	2.0 mm
有色鉱物	1	2.666	2.310	—	100%	0.25 い 0.4 mm
	2	2.657	2.258	—	100%	
	3	2.624	2.180	—	100%	
	4	2.610	2.150	—	100%	
	5	2.583	2.056	—	100%	
川砂利		2.628	2.620	—	0%	0.075 い 2.0 mm
マ サ 土	六甲山	1	2.624	2.444	2.580	10.10%
		2	2.603	2.317	2.541	10.50%
		3	2.601	2.192	2.512	5.22%
		4	2.603	2.224	2.460	5.95%
	比叡山	5	2.645	2.442	2.576	10.20%
		6	2.603	2.342	2.516	12.70%
		7	2.730	2.350	2.548	18.30%
		8	2.675	2.320	2.495	32.20%
	生駒山	9	2.686	1.937	2.512	27.00%
		10	2.625	2.145	2.582	16.63%
		11	2.649	2.464	2.584	31.50%
		12	2.635	2.428	2.562	11.00%
		13	2.636	1.950	2.488	11.40%
		14	2.623	2.181	2.426	11.44%
		15	2.643	2.267	2.579	13.31%
		16	2.616	2.283	2.583	8.28%
		17	2.664	2.000	2.528	23.65%

図 3.16 は含水量の測定する場合、試料の重量を変えて行なった例であり、試料は風化度のことなる 3 種の長石粒子の場合である。

これから、№1、№2、№3、と風化度の大きいものほど土粒子内空ゲキが多くなり、また、試料の乾燥重量と空ゲキ量の関係が原点を通る直線となることから、この測定法がほぼ妥当なものと考えられる。

この直線の勾配は、土粒子内空ゲキ率を表わしており、空ゲキ率として

表現してもよいが、水の侵入し得ない空ゲキを表現する真比重と比較する目的で、土粒子内空ゲキを土粒子の一部とみなした土粒子のみかけ比重（土粒子の単位体積重量）として表現する。

そこで、土塊を図 3.17 のようなモデルで考えると、みかけ比重 ( $G_a$ ) はつぎのとおりである。

$$G_a = \frac{W_s}{(V_i + V_s) \cdot r_w} \quad \cdots (3.1)$$

$$G_a = \frac{W_s}{\left( \frac{W - W_s}{r_w} + \frac{W_s}{G_s} \right) \cdot r_w} \quad \cdots (3.2)$$

ここで、

$G_a$ : 土粒子のみかけ比重

$W_s$ : 土粒子の乾燥重量

$W$ : 土粒子の表乾状態の重量

$V_i$ : 土粒子内空ゲキ量

$V_s$ : 土粒子実質部体積

$G_s$ : 土粒子の真比重

$r_w$ : 水の一定温度における密度

この方法によって各試料について  $G_a$  を測定した結果は表 3.5 に示されている。表 3.5 には比較のため、 $G_s$ 、長石比重、有色鉱物量があわせ記入してある。これから一般に、長石、有色鉱物は真比重 ( $G_s$ ) の小さいものほど  $G_a$  の値が小さくなる。しかし、川砂は  $G_s$  と  $G_a$  の値がほとんど同じで

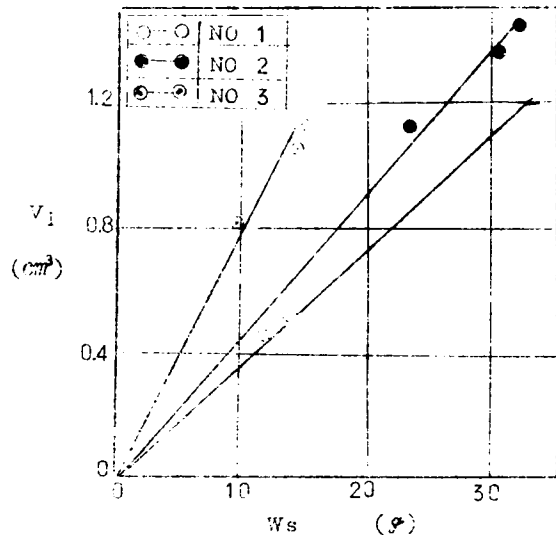


図 3.16 長石粒子の  $V_i$  と  $W_s$  との関係

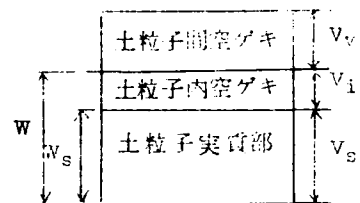


図 3.17 土の模式図

あり、内部空ゲキ量が少ないことを示している。一方、マサ土についてみると、 $G_s$  のいかによらず、風化度が大きい ( $G_{sf}$  が小) で、有色鉍物量の多いものが一般に  $G_a$  の値は小さくなる傾向がわかる。この関係を 3.2 で述べた分類法によって示すと図 3.18 のようになり、上記の傾向がさらに明瞭になる。また、これらの値から、 $G_s - G_a$  を縦軸に、 $G_s$  を横軸にとってプロットすると、図 3.19 のようになる。図中の数字は有色鉍物量(%)であり、各点の間に適当な等有色鉍物線が引ける。この図から、 $G_s$  の大きいものは一般に有色鉍物が多いことを示している。

$G_s - G_a$  の値が大きいことは風化度が大きいことを示すものである。したがって、等有色鉍物線が、横軸と交わる点すなわち横軸上の試料は未風化の試料を示しており、風化は等有色鉍物線に沿う方向に進行するものと予想される。また、この図から  $G_s - G_a$  を測定すれば逆に有色鉍物量の大小の大まかな判定をすることも可能である。以上のことから、土粒子内空ゲキ量は土粒子の風化度と鉍物組成によって変化することが明らかである。有色鉍物の多いものが  $G_a$  の値が小さいのは、土粒子結晶が劈開性に富んでおり、劈開面に沿って、内部空ゲキが発達しているためである。また風化度の大きいものが  $G_a$  の値が小さいのはやはり長石粒子の内部に空ゲキが多いためと考えられる。

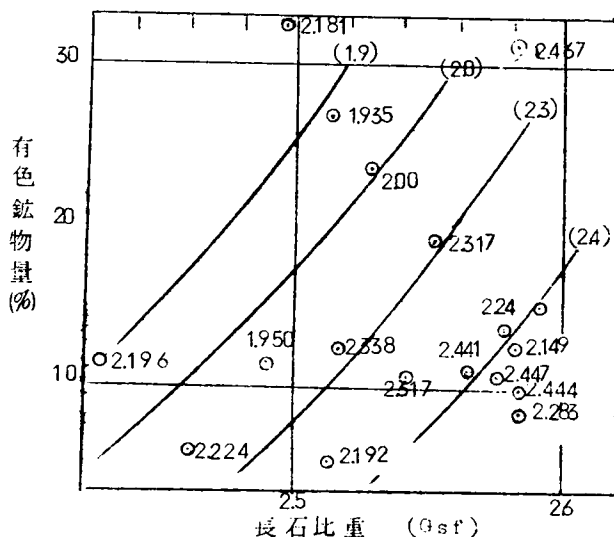


図 3.18 マサ土の質的分類とみかけ比重

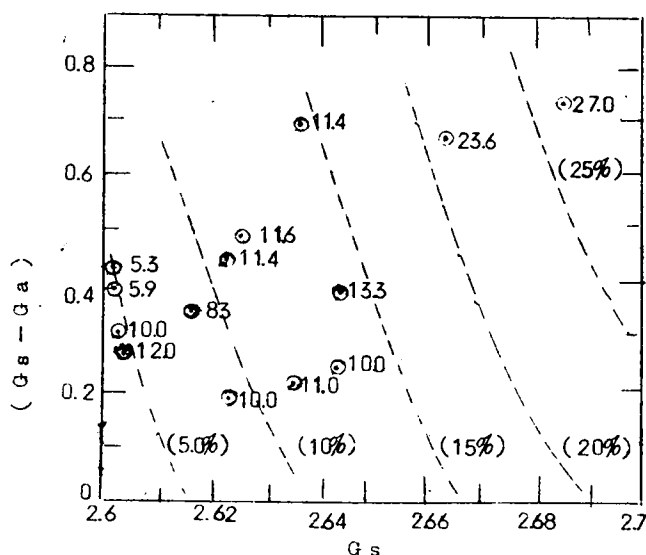


図 3.19 有色鉱物量と  $(G_s - G_a)$ 、 $G_s$  との関係

### 3.6 粒度分布の特徴

マサ土の粒度は、土粒子が不安定であるため分析の方法によりかなり異なる。したがって試料の取扱い方法を規定しなければ比較しがたい。しかし、一般的な傾向としては、沖積砂層と異なりふるい分作用を受けていないため、粗粒なものから細粒なものまで広い粒度分布 (Well graded) を示す。そして、風化の程度によって粗い砂レキから砂質ロームまで大巾に変化する。したがって、マサ土の標準粒度を示すことは困難であるが一般に土工に利用されているマサ土を文献によってプロットすると図 3.20

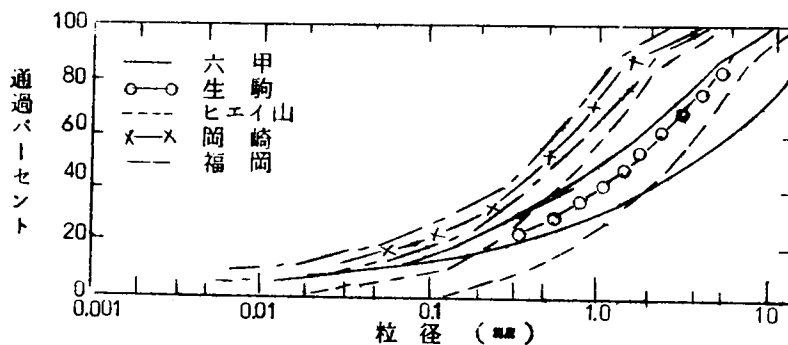


図 3.20 各地のマサ土の粒度

のようになる。

この図は地域別に記入してあるが、これは一例であるからこれ以外のものもあると考えられる。たいていのものはこの図の範囲内に入るものと推定される。

マサ土の粒度でもう一つの特徴は、しばしば不連続粒度 (gap grading) を示すことである。すなわち粗粒なものと極端に細粒なものがあり、中間粒度が欠けていることがある。これは極端に風化が進み、長石はシルト化するが、石英はもとの粒径を保っている場合である。西田 (1963)<sup>9)</sup> は粒度の統計処理を行ない、風化の進んだものは均等係数あるいは偏差 ( $\frac{1}{2} \log_{10} D75/D25$ ) が大きくなる傾向を示し、また正規分布からはずれた分布形になることを明らかにした。

### 3.7 結 論

マサ土の乱さない状態の物理的性質は風化の程度によって異なる。すなわち風化にともなって空ゲキは増大し、単位重量は減少する。しかし、土粒子の比重は大差ない。また、弾性波速度は間ゲキ率の変化の傾向とよく一致する。このようなことからマサ土のみださない状態での風化度を物理的に表現する場合、間ゲキ率あるいは弾性波速度の測定が有効であると考えられる。

一方みだした状態のマサ土の場合、土粒子の物理的性質にかなり変化がある。なかでも長石粒子は風化の程度によって比重が異なる。これは結晶の内部構造が風化によって変化しているためである。そして比重の減少は土粒子の強度、結合力の減少となって表現され、また土粒子内空ゲキの増大となって表われる。このようなことからみだしたマサ土の風化度を表わす規準として長石比重を用いることが有効であること、また、これを鉱物組成の要素である有色鉱物量を組み合わせることによって各地のマサ土を質的に分類できることが明らかとなった。



## 参 考 文 献

- 1) 松尾新一郎, 西田一彦(1966) 花崗岩の真砂化とその物理・工学的諸性質について, 京大工業教員養成所研究報告, №3, pp. 63~68.
- 2) 林田精郎(1963) 弾性波探査による風化岩石の Riparability, 応用地質, Vol.4. №3 pp.107~116.
- 3) 土質工学会(1969) 土質試験法, 土質工学会, p. 525
- 4) 松尾新一郎, 西田一彦(1968) Physical and Chemical Properties of the Decomposed Granite Soil Grains, Soils and Foundations Vol.VIII, №4, pp.10~20.
- 5) 柏木日出治(1963) 花崗岩の風化の研究, 広大地学研究報告-木崎教授退官記念論文集. pp.319~342.
- 6) 須藤俊男(1964) 鉱物化学Ⅱ, 共立出版.
- 7) D.D.Magee(1960) The Behavior of Decomposed Granite of the Snowy-Mountain Area as Pavement Materials, Proc.3rd.Aust.New Zealand Conf. Soil Mech.Found.Eng. pp.111~116.
- 8) 松尾新一郎, 西田一彦, 香川鶴(1969) マサ土の土粒子内空ゲキの測定について, 昭44年度 土木学会関西支部講演概要. pp.Ⅲ2~1~2-2.
- 9) 西田一彦(1963) マサ土の工学的性質について, 昭38年度土木学会関西支部講演概要 pp.180~194.

## 4 マサ土の化学的性質に関する研究

### 4.1 概 要

マサ土は母岩から土への風化過程にあるため、物理的にも化学的にも不安定である。風化にともなう母岩に含まれていた元素が離脱して化学組成の上でも変化する。カリウム、ナトリウム、カルシウム、珪酸などは風化にともなう減少し、アルミニウムは残存するので、みかけ上増加することになる。しかし、このような化学成分上の変化のみならず元素の土塊中の分布や結合の状態も変化するはずである。そして、工学的見地よりみると化学組成の絶対値よりも結合の状態や移動の難易度などの方がむしろ重要である。というのはマサ土を構造物の基礎あるいは材料として利用する場合の安定性が、元素の存在状態に関係するからである。

すなわち、切取ノリ面の安定の溶脱による低下や安定処理する場合の効果が異なるなどの現象は、土塊中あるいは土粒子表面の元素の分布や結合状態に関係しているものである。

そこで、本章では、マサ土の化学的性質とくに元素の分布と結合状態、ならびに溶脱に対する安定性について工学的見地から述べる。

### 4.2 みだされない状態の化学的性質

#### 4.2.1 元素の分布状態

マサ土は上記のように自然状態では風化にともなう物理的空ゲキを増加し、結晶中の不安定な元素が離脱し、不安定な状態になっており、物理的風化作用にともなう、不安定から安定の終局の状態まで連続的に変化するものと考えられる。このような不安定な状態から分解していく途中では、元素が分離しやすくなっており、また分離したものは、まだ完全に離脱せずに残存していることもあると考えられる。

そこで、土の組成と元素の関係がどうなっているかをみるためにつぎのような実験を行った。<sup>1)</sup>

試料はつぎの3種である。

- 1) 新鮮な花崗岩 (単位体積重量  $2.68 \text{ g/cm}^3$ )

2) かなり風化している岩石( " 2.47 " )

3) 非常に風化している岩石( " 1.74 " )

これらのブロックを分割し、つぎの7つの段階の粒度のものを作った。  
その時の表面積は粒径を平均し、球と考慮して算出した。

1) ブロック 1ヶ 重量 175g

2) " 2ヶ "

3) 粒径 25 - 31mm "

4) 15.9 - 9.1 " "

5) 9.5 - 15.9 " "

6) 4.8 - 9.5 " "

7) 2.0 - 4.8 " "

この試料をHCl 5%溶液 200cc中に1時間浸出させたのち、その溶液についてCa, Na, K, Fe, Mg, SiO<sub>2</sub>を定量した。ただしCa, Na, K, Fe, Mg, についてはフレイムフォトメーターにより、SiO<sub>2</sub>についてはモリブデン青法によった。

表 4.1 第 1 回目溶出量 ( ppm )

サンプル 番 号	Ca	Na	K	Fe	Mg	SiO <sub>2</sub>
1-1	35	0.4	0.58	0	0	14
-2	70	0.47	0.86	1.5	20	15
-3	63	0.53	1.16	3.0	30	22
-4	120	0.70	2.6	6.2	40	33
-5	165	1.10	2.50	15.0	55	59
-6	220	1.20	3.60	21.0	90	75
-7	410	3.70	8.0	28.0	160	86
2-1	70	1.10	0.58	4.6	40	15
-2	90	1.45	0.86	52.0	60	19
-3	125	1.60	1.45	92.0	70	28
-4	254	3.20	3.40	220.0	100	54
-5	273	3.40	4.0	250.0	120	57.5
-6	410	5.40	5.6	370.0	190	76.5
-7	530	8.0	8.6	520.0	290	108.5
3-1	170	2.1	3.0	180.0	110	38.5
2	140	1.9	2.6	170.0	70	58.5
3	215	2.8	4.4	280.0	120	56.0
4	320	4.0	7.4	430.0	170	88.0
5	350	5.1	9.2	470.0	200	98.0
6	410	5.4	11.5	580.0	220	114.0
7	610	7.4	18.0	900.0	320	168.1

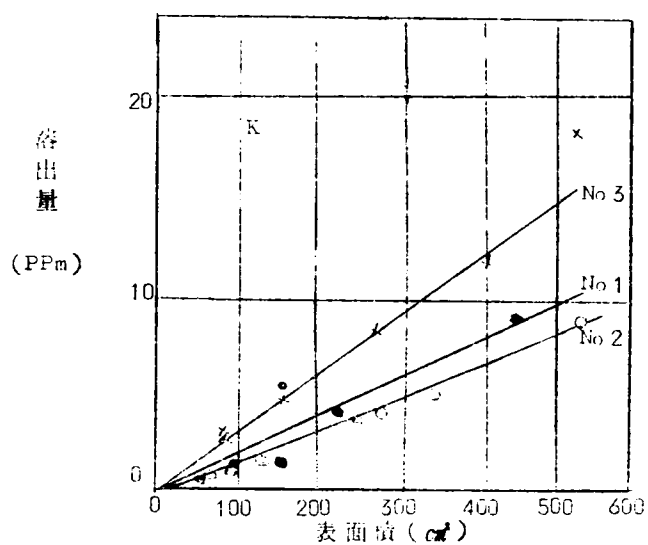


図 4.1 K イオンの溶出量と表面積

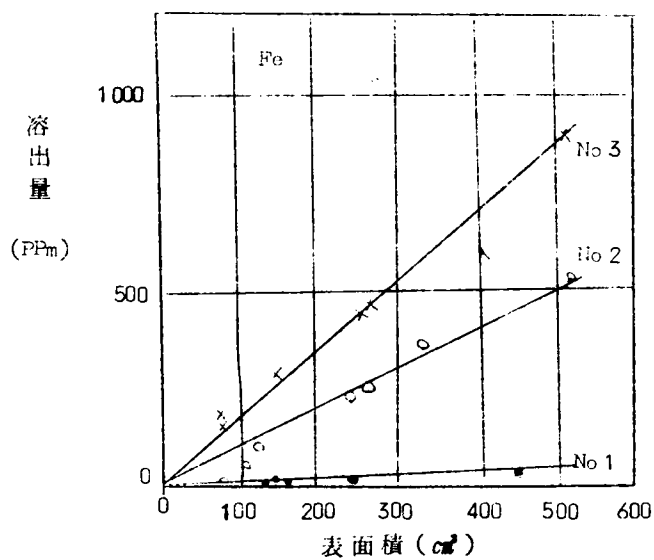


図 4.2 Fe イオンの溶出量と表面積

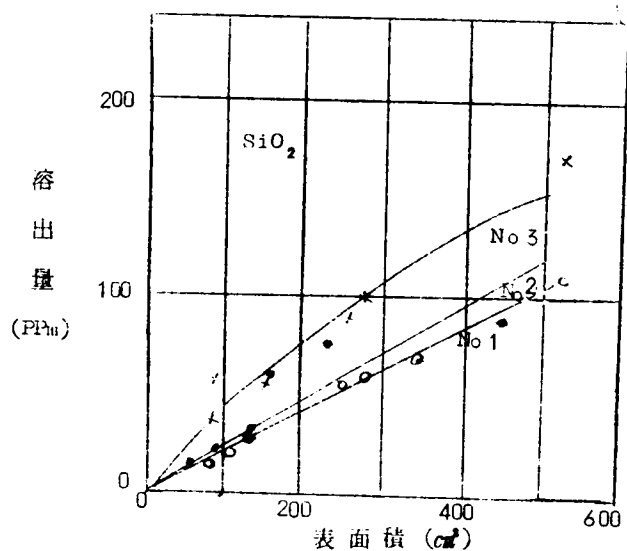


図 4.3 SiO<sub>2</sub> の溶出量と表面積

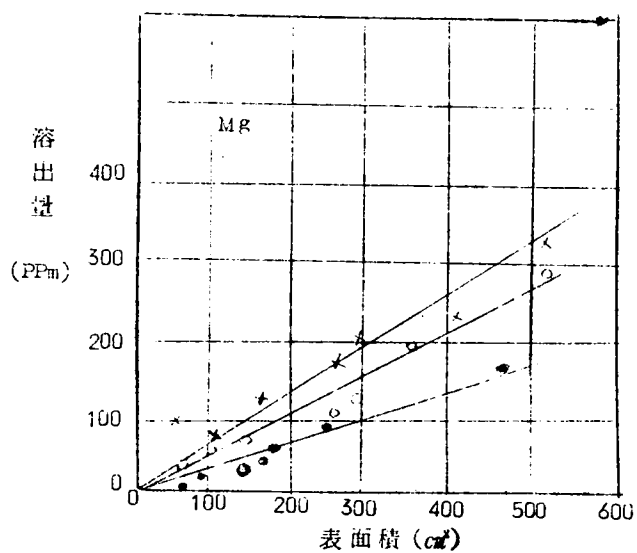


図 4.4 Mg イオンの溶出量と表面積

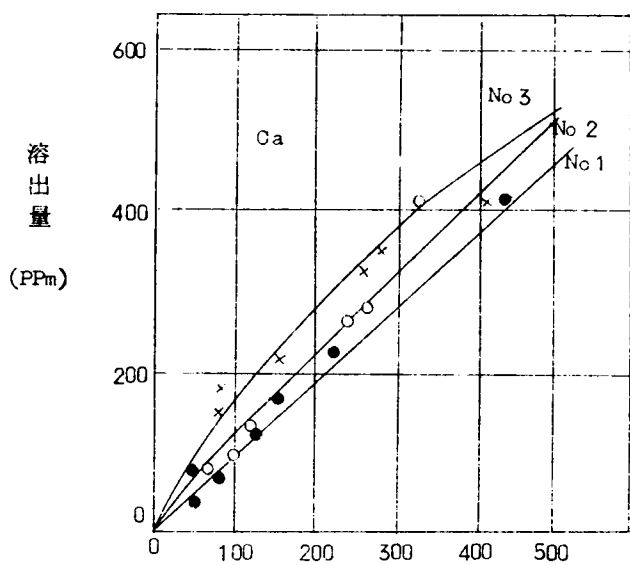


図 4.5 Ca イオンの溶出量と表面積

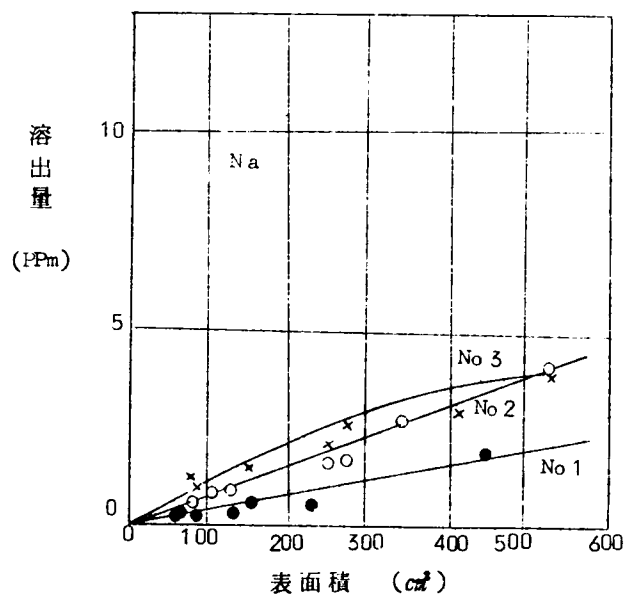


図 4.6 Na イオンの溶出量と表面積

また、各試料の表面積と溶出量との関係は図 4.1、4.2、4.3、4.4、4.5、4.6 のとおりである。これによると、一般に溶出量は試料の表面積に比例しており、また風化の進んだ $\#3$ が $\#1$ より溶出量が大きくなっている。このことは、この範囲の風化度では、風化の進んだものほど元素が離脱しやすいことを示している。また Fe, Ca, Hg が他に比べてとくに多いことは、これらの元素がとくに離脱しやすいことを示すものである。

つぎに、このような元素がはたして土塊組成の中でどのような状態に存在しているかを明らかにするため、同じ試料を再度 5 % HCl 中に 1 時間浸出させた。その結果は表 4.2 及び図 4.7、4.8、4.9、4.10、4.11、4.12 のとおりである。

表 4.2 第 2 回溶出量 ( ppm )

サンプル 番 号	Ca	Na	K	Fe	Mg	SiO <sub>2</sub>
1-1	10.0	0.32	0.96	15	2.9	6.0
2	13.0	0.30	0.96	2.0	2.9	5.5
3	10.5	0.40	2.00	4.4	11.0	8.5
4	18.5	0.39	2.60	9.0	22.0	12.5
5	8.0	0.62	6.50	13.0	24.0	28.0
6	8.0	0.72	7.20	15.5	28.0	29.0
7	10.0	0.51	8.80	19.0	36.0	40.0
2-1	35.0	0.82	1.36	6.0	27.0	6.0
2	27.0	0.96	1.40	8.5	40.0	7.0
3	37.5	0.82	3.4	14.3	54.0	11.0
4	37.5	1.22	8.0	37.0	93.0	24.0
5	21.0	1.00	8.0	29.0	68.0	28.5
6	38.0	1.54	9.6	45.0	91.0	40.0
7	20.0	1.00	12.9	48.8	92.0	59.0
3-1	59.0	1.40	8.2	38.0	95.0	18.0
2	59.0	1.30	5.5	25.0	75.0	14.0
3	26.0	1.10	12.3	44.5	84.0	33.0
4	48.0	1.40	14.8	60.0	105.0	33.0
5	26.0	1.24	14.0	50.0	100.0	38.0
6	23.0	1.22	15.0	59.0	95.0	59.0
7	20.0	1.12	15.4	59.0	75.0	69.0



## 2 回目

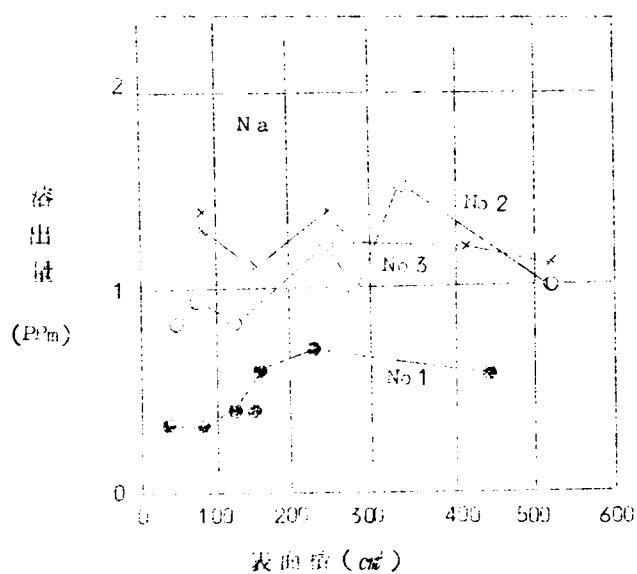


図 4.7 Na イオンの溶出量と表面積

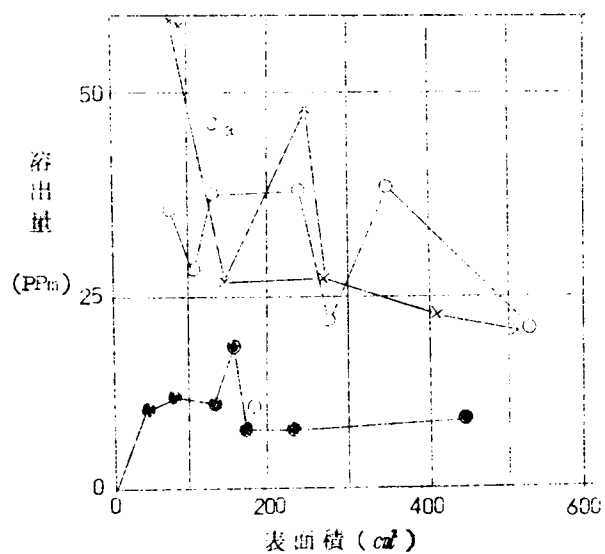


図 4.8 Ca イオンの溶出量と表面積

2 回 目

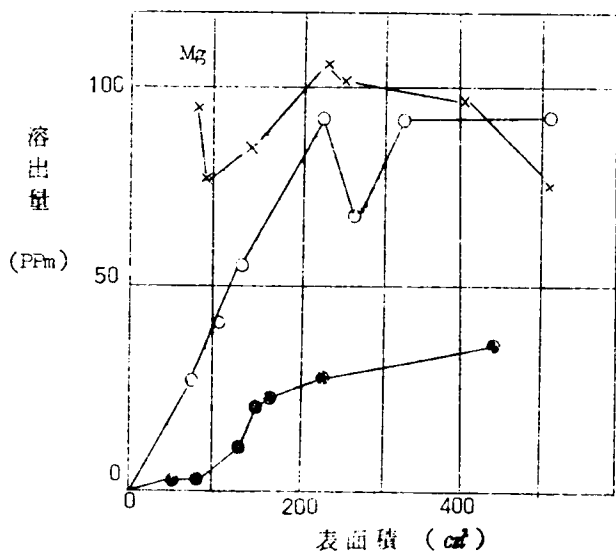


図 4.9 Mg イオンの溶出量と表面積

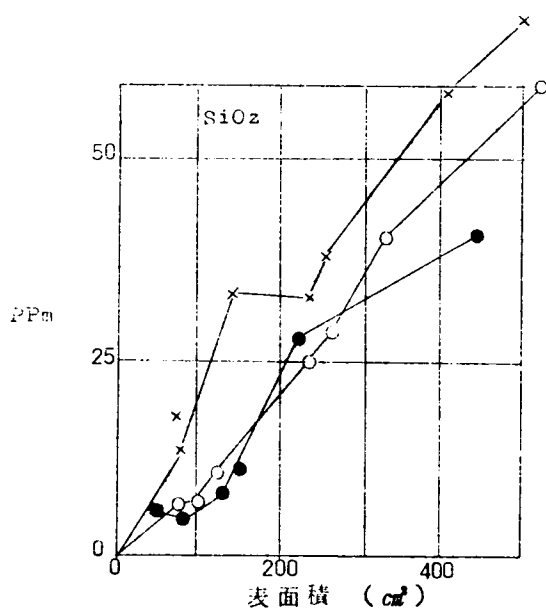


図 4.10 SiO₂ の溶出量と表面積

2 回目

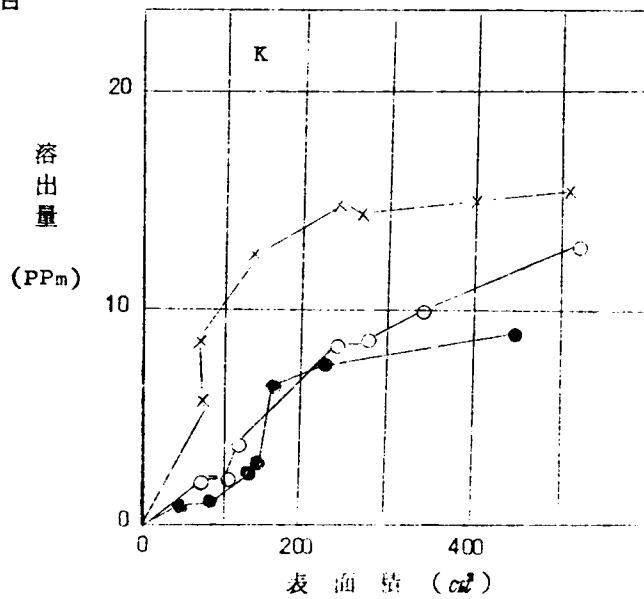


図 4.1 1 K イオンの溶出量と表面積

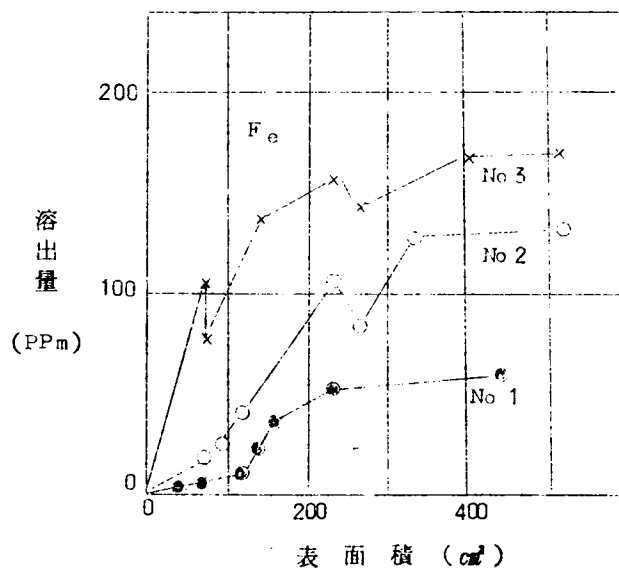


図 4.1 2 Fe イオンの溶出量と表面積

これによると、第二回目は、第一回目のごとく  $\text{SiO}_2$  以外は試料の表面積と溶出元素が比例しないで、むしろ Ca などは表面積の増加とともに減少する傾向にある。この現象についてはつぎのように考えられる。すなわち、花崗岩が風化を受けると物理的作用により空ゲキが増大してゆき、その割目にそって水が浸入し、造岩鉱物を変質させていくとともに、鉱物成分が溶脱されやすくなるものと考えられる。したがって、実験の結果より、風化が進んだものほど一般に単位面積からの溶出成分は多くなってくる。とくに Fe, Mg, K などは風化の程度を顕著に表現している。

ところで、塊状試料を分割していく場合、鉱物粒子の破碎の難易によって、ある鉱物が選択的に割れるとすると、その鉱物に含有される元素が他の元素よりも多く出すはずである。実験の結果によると、風化の程度の低いもの（No 1）では、各元素の溶出量と表面積がほぼ直線的に変化することから、新鮮なものは、とくに選択破壊はなく、一様に割れているものと考えられるが、風化の進んだ No 3 のものでは Ca, Na,  $\text{SiO}_2$  においては、曲線的に変化し、分割によって粒子が小さくなると、溶出量が減少して来る。すなわち、鉱物結晶粒ぐらいになると長石よりも他の雲母などの破碎が多くなるものと考えられる。

ところで、このような各元素が粒子組織内部に一様に含まれているのであろうか。もし一様であれば、同じ操作で再度溶出試験を行なっても溶出量に変化はあっても表面積に比例して溶出する傾向を示すはずである。ところが、実験によると第二回目の溶出量は、風化の進んだものは表面積が増加しているにもかかわらず減少する傾向がある。これはとくに Ca, Na, Mg などにおいて顕著であり、また風化の進んだものほど著しい。したがって、このことから粒子組織内部にある各元素は一様に分布しているのではなく、またその結合状態も変化しているものと考えられる。すなわち、図 4.13 のように風化の進んだものは、粒子表面に溶脱されやすい元素がくっついており、あるいは表面が変質して溶脱されやすくなっている。そして、風化の進んだものは一回目の溶出によって表層部の元素はほとんど溶脱されてしまう。

一方、風化の進んでいないものは、粒子の変質層がうすく主として粒子の新鮮な部分からの溶出が起っている。したがって、溶出量は少ないが、二回目の溶出においてもほぼ面積と溶出量が比例している。

換言すると、風化の進んだものは、二回目の溶出においては、粒子の中央部の難溶出層（新鮮な部分）からの溶出が起り溶出量が小さくなる。

また、分割して細粒にすることによって、溶出量が減少することは、分割しない場合、一回の溶出では割目の内部のものが完全に溶脱されないが分割されたものは溶脱層が露出しているため一回の溶出で溶けやすい部分はほとんど溶出してしまうからであると考えられる。

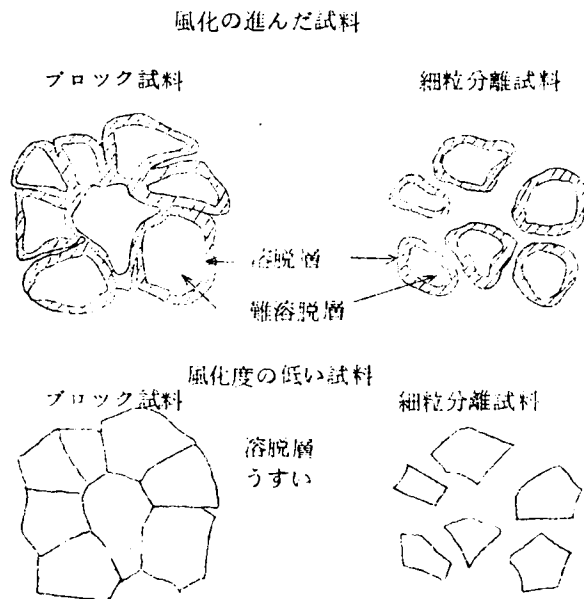


図 4.1.3 みださないマサ土塊の状態

#### 4.2.2 元素の溶脱特性

すでに述べたように、風化の進んだマサ土あるいは風化岩は、土塊組織内部に移動しやすい元素層が存在するが、自然では主として雨水によって溶脱が行なわれるので、 $\text{CO}_2$  水による溶脱実験を行なった。

試料は前述の 4.1.3 に相当するもので、みださない状態で約 100 g を成形し、図 4.1.4 のような塩化ビニール製のセルに入れ、すきまをパラフィンシールして 6 ケの試料をつく

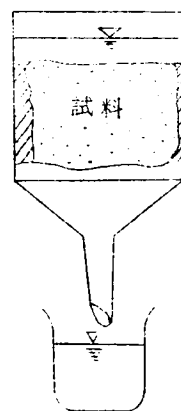


図 4.1.4 溶脱実験

り、これにCO<sub>2</sub>を含んだ蒸留水100、200、300、……、600 ccを浸透ろ過させ、ろ過水について各種の元素を定量したところ図4.15のとおりである。

この図からとくにCa, Fe, Mg, K などが多く溶出されることが明らかであり、とくに初期の200ccぐらいでほとんどが溶出することがわかる。したがって、全体の化学成分ではSiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>がFe, Na, Mgなどに比べて多いが、SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>は一般に溶出しにくいと考えられる。そして、これらの溶脱元素は土粒子本来のものより、むしろ外来的なものが沈積していると考えの方が合理的である。

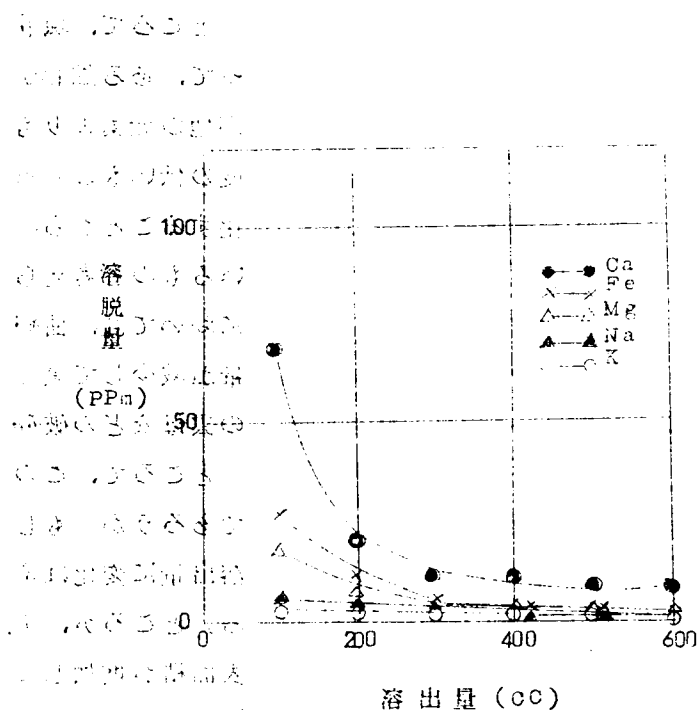


図4.15 溶脱実験結果

#### 4.3 みだした土粒子の化学的性質

##### 4.3.1 粗粒子の化学的性質

マサ土の土粒子は、風化に伴って元素を離脱し、重合が切れ表面はカチオン不飽和となっているとされている。<sup>2)</sup> そこで、マサ土中とくに多量に含まれる長石類について、風化の進行によって結晶内部と表面の化学的性質がいかに変化するかを明らかにした。

試料は主として正長石であり、重液によって比重が2.3～2.6までにわたる各種のものを準備し、まず、粒度を1.6mm位のものとし、これを粉碎して0.03mm以下としたものの2つである。これらの各々の試料をCO<sub>2</sub>を除去した脱イオン水中(50cc)に1.5g投入し、約1時間攪拌したときのpHの値を堀場式電極pHメーターにより測定した。その結果を図4.16に示してある。<sup>3)</sup>

また、その懸濁液をガラスフィルターによりろ過した浸出液について蛍光分析法によりKイオンを定量した結果は図4.17のとおりである。

これから、風化の程度(Gsf)によってpHは粉状体の場合は大きく変わるが、粒状体のものは、それほど変化しない。これは表面積の大小にも関係するが、増加の傾向が大きく異なることは長石粒子の表面と内部

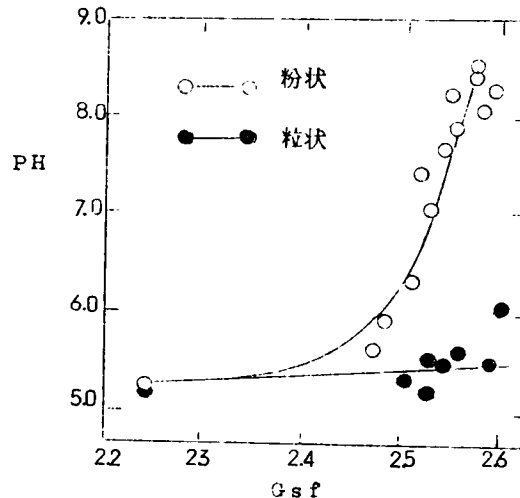


図 4.16 長石の pH

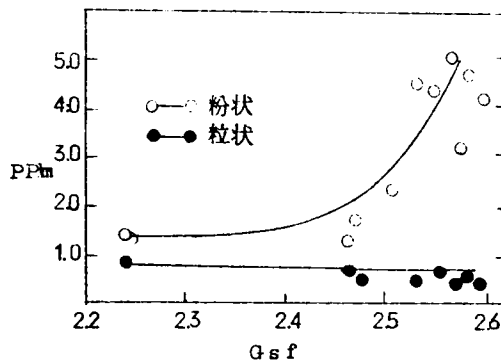
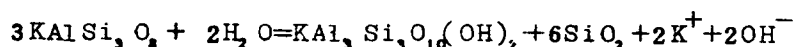


図 4.17 長石比重と K イオン

では、化学的にかなり異なっていることを示すものである。

また、pH の増加とK イオン量はよい対応を示しており正長石 ( $\text{KA1 Si}_3 \text{O}_8$ ) のK イオンがつぎのような水和反応を起こしていると考えられる。



このような過程で長石粒子表面のK イオンはH イオンと交換されるものと考えられる。そして、風化によってすでにK イオンが失なわれているようなGsfの小さい場合は当然pH が低くなり、表面は不飽和になっている。粒状体の場合でGsfが大きいものにもかゝらずpH がそれほど顕著な増加を示さないのは、表層のみは変質してK イオンが失なわれているが、内部はK イオン飽和に近い状態にあるものと考えられる。一方、Gsfの小さいものは内部まで不飽和の状態になっていると考えられる。したがって、マサ土の変質の程度をみる場合には、長石の粉碎物のpH の測定を行うことにより、ある程度の目安をうることができるが、溶液に $\text{CO}_2$  が溶解してかなりpH が変化するので測定条件が重要である。

一方、黒雲母粒子については、菅野ら(1960)<sup>4)</sup>の研究によると風化が進んだものは $\text{H}_2 \text{O}_2$  処理によりいちじるしく膨張し、黒色は暗褐色に、褐色は黄褐色から黄色の変色し、鉄分を分離することを示した。そして風化の進行にともないつぎの特性があることを示している。

- (1) 灼熱減量の測定から $\text{H}_2 \text{O}$ が増加し $\text{H}_2 \text{O}/\text{Al}_2 \text{O}_3$ が増加して、加水作用が進んでいる。
- (2) K の減少が著るしく、Na やMg も減少する。
- (3) 遊離した $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ が増加している。
- (4)  $\text{Al}_2 \text{O}_3$ はほとんど差がない。
- (5) C.E.C.(me/100g) は19~28 まで変化する。

また、HClによって処理すると極端に風化したものは鉄が溶脱されやすいが、溶脱の絶対量は風化したものの方が少ないことが明らかにされている。このようなことから、黒雲母の表面化学的な性質も長石のそれに類似しており、風化の進んだものはpH が小さくなる傾向を示す。



#### 4.3.2 細粒土粒子の化学的性質

ここで細粒土粒子とは主に二次的に生成した粘土鉱物を意味する。マサ土中の粘土鉱物はすでに述べたようにカオリナイト、ハロイサイトなどのカオリン系鉱物、イライト、クローライト、パーミキュライト、ギブサイトなどである。そのうちでも一般にカオリン系鉱物が多く含まれる。

菅野ら(1956)<sup>5)</sup>が行なった熊本県のマサ土で $1.6\mu$ 以下のものの化学分析結果は表4.3のとおりである。またカチオン置換容量もあわせて記入してある。

表 4.3 細粒マサ土の  
化学的性質(菅野ほかによる)

項 目	値
灼熱損失	12.09 ~ 133.2
$\text{SiO}_2$	41.68 ~ 461.8
$\text{Al}_2\text{O}_3$	31.80 ~ 34.92
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3.37 ~ 9.62
CaO	0.76 ~ 1.05
MgO	0.47 ~ 0.96
$\text{K}_2\text{O}$	1.85 ~ 22.3
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	2.12 ~ 2.24
C.E.C (me/100g)	23.6 ~ 32.67

Grim(1962)<sup>6)</sup>によると各種の粘土鉱物のカチオン置換容量はそれぞれカオリナイト 3 ~ 15(me/100g)、ハロイサイト 5 ~ 10(me/100g)、モンモリロナイト 80 ~ 150(me/100g)、イライト 10 ~ 40(me/100g)、パーミキュライト 100 ~ 150(me/100g)となっている。これからみると、マサ土の場合、カチオン置換容量は決して多い方ではない。その理由は、カオリン系粘土鉱物を多量に含んでいるためと考えられる。また、pH は一般に酸性で 4.0 ~ 6.0 ぐらいの範囲にはいるので、かなり陽イオン不飽和の状態と考えられる。

#### 4.3.3 土粒子の化学的安定性

マサ土は種々の鉱物からなり、その風化度も種々の段階のものがある。マサ土を化学的材料で安定処理したり、材料として利用する場合、土粒子の化学的安定性が問題になる。そこで、ここでは土粒子のフッ化水素酸による腐蝕されやすさを明らかにし、土粒子の化学的安定性について

述べる。<sup>7)</sup>

試料は長石比重(Gsf)、有色鉱物含有量(C.M.)がそれぞれ異なる代表的な5種類を選んで用いた。これらの試料は2.0mmフルイ通過部分を0.074mmフルイ上で水洗いし、細粒部を取りのぞいた。さらにこれを110°Cの温度で12時間乾燥を行ない、2.0mm~0.074mmの間で各試料が同一粒度配合になるように調整したのち均質になるよう十分混合し、その中から5g

を測り取って試料とした。実験は土粒子の腐蝕特性を判定するための適当な濃度と腐蝕時間の目安をうる目的で、時間を一定にし、フッ化水素酸の種々の濃度における土粒子の腐蝕量を測定する方法と、濃度を一定にして種々の腐蝕時間における腐蝕量の変化を測定する方法の二通りの方法について行なった。すなわちこのように作成した試料をポリエチレン製の300ccビーカーに入れ、5%、10%、27.5%の濃度のフッ化水素酸溶液50ccを添加し60分腐

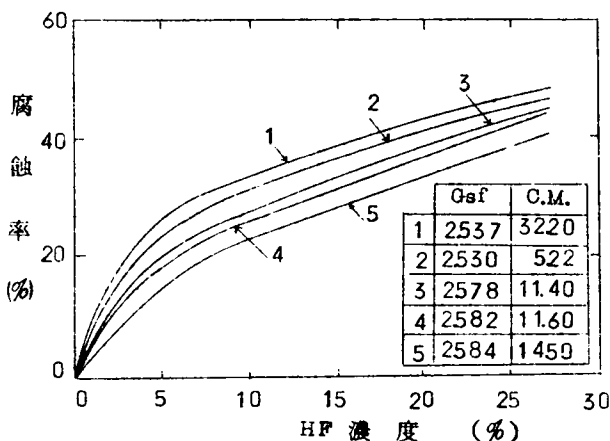


図 4.18 濃度と腐蝕率

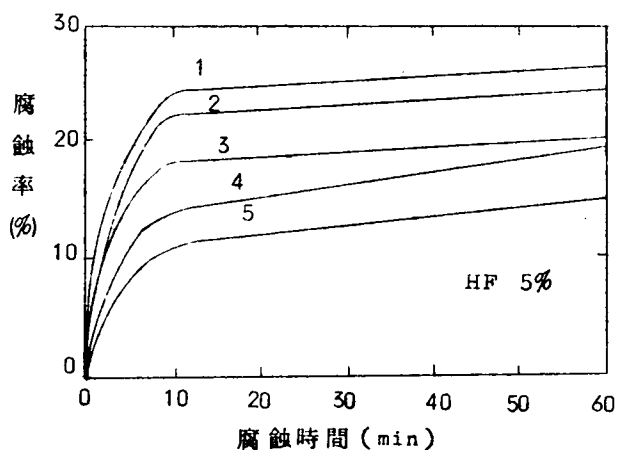


図 4.19 腐蝕時間と腐蝕率

蝕した場合、また、5%濃度のフッ化水素酸溶液(HF)を添加後、1分、5分、10分、60分間腐蝕した場合について実験を行なった。これらはいずれも最初1分間は連続攪拌を行ない、その後は5分おきに1分間攪拌を行なった。なお、所定の時間が経過すると約250ccの水で溶液を希液し定量ろ紙(No.5A)でポリエチレン製ロートを用いてろ過した。ろ紙に残留した試料はろ紙と共に100℃の温度で24時間乾燥したのち、0.01gまで重量を測定した。

これらの方法で測定した試料に対する腐蝕率は次式により求めた。

$$\text{腐蝕率} = \frac{(\text{もとの試料重量}) - (\text{残留試料重量})}{(\text{もとの試料重量})} \times 100$$

その結果、濃度の変化による腐蝕率は、図4.18に示すように有色鉱物含有量が多く長石比重が小さいものが一般に腐蝕されやすいことがわかる。

またHF溶液濃度が5%程度で各試料の腐蝕率の差が大きく5%より濃度が大きくても小さくてもその差が小さく試料の性質を明確に比較できない。よって、濃度は5%程度が適当と思われる。また5%濃度における腐蝕時間と腐蝕率との関係を表わしたのが図4.19である。ここでも、有色鉱物含有量が多く長石比重の小さい試料が腐蝕率は大きくなり腐蝕時間が10分のものが各試料の腐蝕率の差が一番顕著に表われている。10分間以上腐蝕させると相互の差はしだいに小さくなっている。また10分間以下でも腐蝕率の差は出ているが、10分以内の短時間で測定することは操作上の誤差が大きく出るものと思われる。よって図4.18、図4.19よりHFの濃度は5%で腐蝕時間10分間の場合が腐蝕率の試験法として適当と思われる。

つぎに、前記5試料に加えて他の11種類についてHF濃度5%、腐蝕時間10分間の場合の腐蝕率を測定した結果から、長石比重(Gsf)と腐蝕率との関係を図4.20に、有色鉱物含有量と腐蝕率との関係を図4.21にそれぞれ示した。これからバラツキは大きい有色鉱物含有量が多いと、腐蝕率は大きくなり、その勾配は直線的な傾向を示している。

また、長石比重と腐蝕率も同様に直線的関係を示している。よって、腐蝕率は有色鉱物含有量と長石比重の両方に関係しているとみられるので、図 4.2 0、図 4.

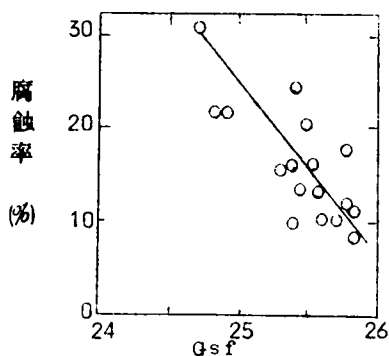


図 4.2 0 長石比重と腐蝕率

2 1 の結果を既述の分類方法によりプロットすると図 4.2 2 に示すように等腐蝕率線が書ける。このことから腐蝕率は土粒子の風化度と鉱物組成によってたとえ粒度が同一であっても異なった値となる。

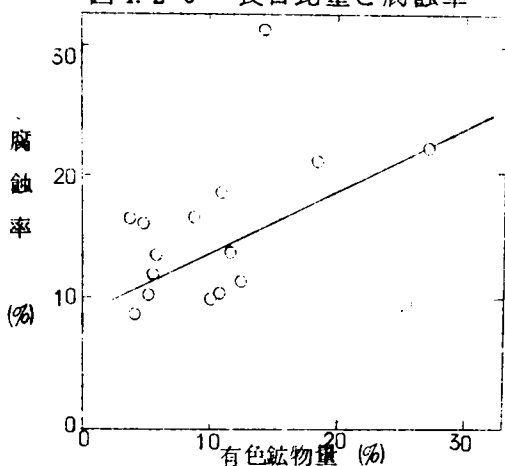


図 4.2 1 有色鉱物量と腐蝕率

土粒子の種類で特に有色鉱物を多く含んでいるものが腐蝕され易いのは、土粒子の結晶構造によるもので、有色鉱物は板状形をしており、粒度が同一でも表面積が大きいこと、劈開面が発達し多くの間ゲキを有するのでフッ化水素酸溶液と

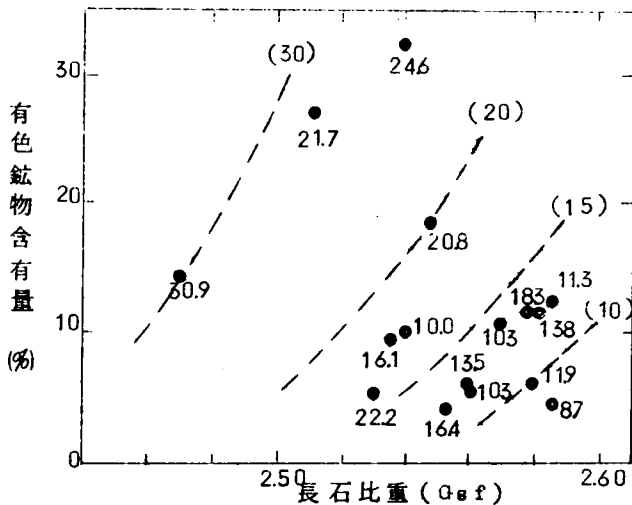


図 4.2 2 土粒子特性と腐蝕率

の反応面積が大きいと考えられる。また、風化度が大きくなるにつれて腐蝕され易くなるのは、風化した粒子は内部空ゲキが多くなっており、むしろ微粒子の集合物のようなものであるので薬品との反応面積が大きく、したがって腐蝕率が高くなるものと思われる。また、濃度あるいは腐蝕時間が大きくなると試料相互の差が小さくなることは、土粒子内部まで腐蝕されているためと考えられる。

#### 4.4 結 論

マサ土のみださない状態の化学的性質として重要なことは土塊組織の内部で元素が均一に分布しているのではなく、割目や空ゲキあるいは結晶粒子の表面の元素は、かなり動きやすい状態で存在することである。そしてその傾向は風化の進んだものほど顕著である。とくに水によって多量に溶出するのはCa, Fe, Mgなどの元素であってこれは風化の程度をよく表現する。そして風化度の差によってこれらの元素の溶出の傾向が異なることは風化の程度の大きいものの場合、結晶粒子が選択的に破壊されることを示すと考えられる。また、Na, Kなどの元素は空ゲキ部あるいは結晶粒子のごく表面のみに存在し、溶出はしやすいが絶対量が少ないと考えられる。

一方みだした土粒子の化学的性質として重要なことは風化の進むに従って、土粒子表面が陽イオンの離脱された不飽和な状態となり、極端に風化の進んだものでは、土粒子内部まで不飽和になっている。そしてこれがpHの値に表現される。また土粒子の化学的腐蝕に対する安定性は、風化の進んだものほど、また有色鉱物の多いものほど減少することが明らかとなった。

## 参 考 文 献

- 1) 西田一彦(1970) マサ土の工学的性質とその取扱い指針, 土質工学会  
マサ土研究委員会 pp.20~21
- 2) R.M.Garrels, P.Howard(1957) Reaction of Feldspar and  
Mica with Water at Low Temperature and Press-  
ure Proc,Sixth,Int. Conf. Clay and Clay Miner-  
als, pp.68~88
- 3) 松尾新一郎, 西田一彦(1968) Physical and Chemical Proper-  
ties of the Decomposed Granite soils with  
Special Deference to Engineering Classification. 京大工業教員養成所研究報告 № 4. pp.59~67
- 4) 菅野一郎、本荘吉男, 徳留昭一, 有村玄洋(1960) 花崗岩に由来する  
赤黄色土中の黒雲母の風化, 粘土科学進歩(2) 技報堂, pp.  
217~228
- 5) 菅野一郎, 本荘吉男, 徳留昭一, 有村玄洋(1957) 花崗岩類に由来す  
る赤黄色土の粘土鉱物(第2報) 土壤肥料 Vol.28 № 2  
pp.13~16
- 6) R.E.Grim(1962) Applied Clay Mineralogy, Ma Graw, p.30
- 7) 松尾新一郎, 西田一彦, 井上啓司(1969) マサ土の弗酸腐蝕試験法に  
ついて, 昭和44年度土木学会関西支部講演概要 pp.Ⅲ-4-  
1 ~ 4-2

## 5 マサ土のコンシステンシーと工学的性質 に関する研究

### 5.1 概 説

マサ土は粒度分布や、鉱物組成の変化が大きく、工学的性質も多種多様である。ある場合には砂質土のように、また、ある場合には砂質土であっても粘質土のような挙動を示すことが明らかにされている。<sup>1)</sup>

土の工学的性質を簡単に表現する方法として、アッターバーグ限界に基づくコンシステンシー試験がある。これは主に粘性土を対象としたものであり、粘性土の工学的性質との関係および試験法についてはすでに研究されている。わが国でもJIS A1205に規格化され、土の分類に広く用いられている。しかし、この方法は粘性土に限られること、また、試料は $420\mu$ 以下の粒度とされている。粗粒な粒子を多量に含む試料では、 $420\mu$ 以下が全試料中に占る割合が少なく、たとえ試験したとしても、その値が全試料を代表することは疑問である。そこで本章では、比較的粗粒な土のコンシステンシーを測定する方法として従来から使用されているコンクリートのスランプ試験の適用と、これによるコンシステンシーと工学的性質について述べる。

### 5.2 従来の方法による結果とその問題点

各地のマサ土についてJIS A1205の方法によるコンシステンシー試験から求めたLLおよびPLの値を塑性図上にプロットすると図5.1のようになる。これによると大部分のものがNPとなり、また試験可能なものほとんどがMLの領域に分類され、マサ土の質的差異をうまく表現できない。そして、とくに粗粒なものについては $420\mu$ 以下分の全体に対する割合が少ないので、たとえ試験が可能であったとしても得られる結果が全体を代表しているとは限らない。

かなり細粒なものでもLL, PL, が小さいことは含まれる粘土鉱物に非塑性のカオリン鉱物が多いためと考えられる。

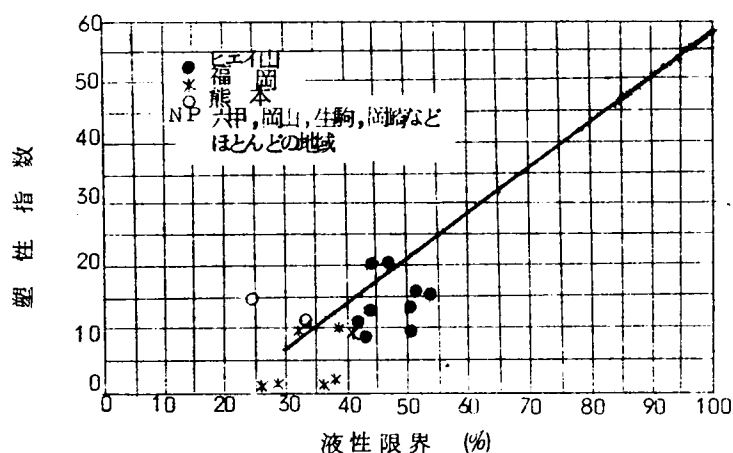


図 5.1 各地のマサ土の JIS によるコンシステンシー

### 5.3 新しいコンシステンシー試験法

本実験に用いた器具はコンクリートのスランプ試験に用いるスランプコーンである。方法は、試料をコーンにつめた後、コーンを垂直上方に引上げたときの試料の頂部の低下をもとの高さから差引いた値で表わすものである。試料の含水比をじよじよに増加してこの操作をくり返して行ない、一定スランプ（変形量）のときの含水比を流動限界（Wf1）とする。図 5.2 は各地より採取したマサ土の粒度であり、また図 5.2 b はこれらおののについて行なったスランプ試験の結果である。

これから明らかなように、各材料によって含水比とスランプの関係曲線（流動曲線）の位置と勾配が異なっている。流動曲線が横軸と交わる点は土がまさに流動を始める点で、従来の液性限界（Liquid Limit）に近いものと考えられるが、一致するとは限らない。この流動の始まる点を一つの規準として考えることもできるが、バラツキが大きいので、スランプ 3 cm の所を取って 流動限界（Wf1）と定義する。<sup>3)</sup>

このようにして測定した Wf1 の値は表 6.1 に示されている。この表には母岩の種類、平均粒径もあわせ記入してある。ここで興味深いのは、粒度と Wf1 が必ずしも一定の関係を示さないことである。もちろん、Wf1 に及ぼす粒度の影響は大きいものと考えられるが、この場合、粒度のみでなく、



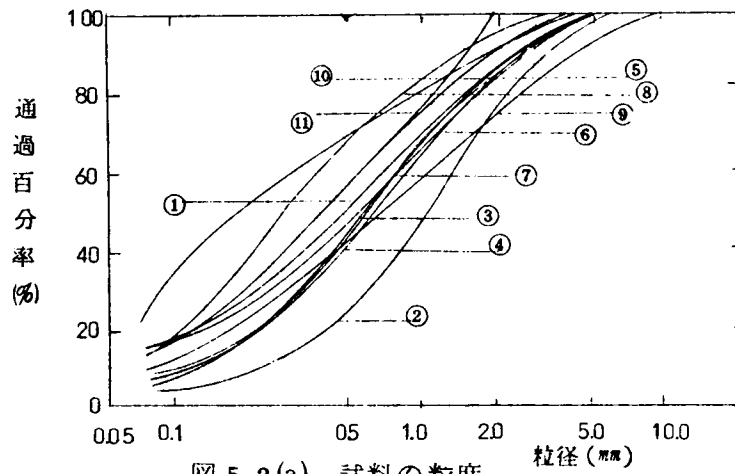


図 5. 2 (a) 試料の粒度

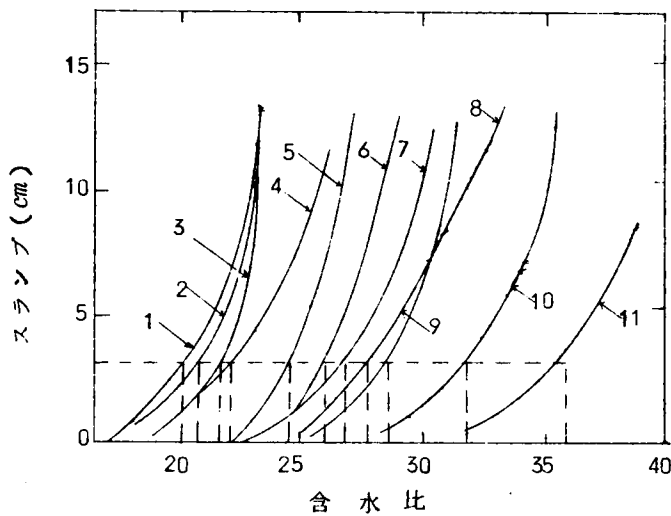


図 5. 2 (b) 流動曲線

土粒子自身の特性も関係しているとみなければならない。しかし土粒子特性の条件を一定にして粒度のみを変化させた場合の実験は不可能であるので、粒度の近いものを選んで比較してもこの傾向は明らかである。

表 5. 1 各試料の Wf1

サンプル 番 号	Wf1(%)	母 岩	平均粒径
1	20.6	花崗岩	0.55 mm
2	21.4	"	1.20 "
3	22.1	"	0.65 "
4	22.5	花崗セン緑岩	0.65 "
5	24.7	"	0.46 "
6	26.4	セン緑岩	0.64 "
7	26.5	花崗セン緑岩	0.64 "
8	27.9	"	0.29 "
9	28.8	セン緑岩	0.63 "
10	32.0	"	0.21 "
11	35.8	"	0.45 "

#### 5. 4 コンシステンシーと土粒子特性との関係

土粒子特性のみに着目するため各地より採取した風化マサ土を粒度が図 5. 3 のような  $2.00 - 0.074 \text{ mm}$  の同一に調整したものについて、前述と同様の実験を行なった。ただし、この場合に使用したコーンは前述のコンクリート用のものを  $1/2$  に縮尺したものである。試料はあらかじめ有色鉱物

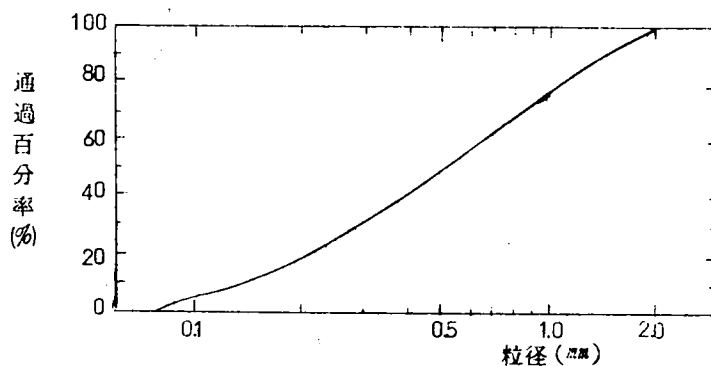


図 5. 3 粒度分布

量と長石比重を測定したもので、表 5.2 のようにできるだけ質的变化の多いものを選んで使用した。その結果、得られた流動曲線の一部は図 5.4 実線のとおりである。

表 5.2 各試料の土粒子特性と Wf1

採取場所	試料 No	長石比重(Gsf)	有色鉱物量(%)	土粒子の比重	スランプ 3cm のときの含水比
六甲山	1	2.580	10.1	2.624	26.6
	2	2.541	10.5	2.603	31.5
	3	2.512	5.22	2.601	30.5
	4	2.460	5.95	2.603	28.3
比叡山	5	2.576	10.2	2.645	23.0
	6	2.516	12.7	2.603	32.0
生駒山 ↑↓ (笠置山脈) (領家帯)	7	2.548	18.3	2.730	29.0
	8	2.495	32.2	2.675	33.1
	9	2.512	27.0	2.686	44.0
	10	2.582	11.63	2.625	26.5
	11	2.584	31.5	2.649	30.8
	12	2.562	11.00	2.635	27.4
	13	2.488	11.4	2.636	38.2
	14	2.426	11.44	2.623	31.8
	15	2.579	13.31	2.643	32.5
	16	2.583	8.28	2.616	28.8
	17	2.528	23.65	2.664	37.2

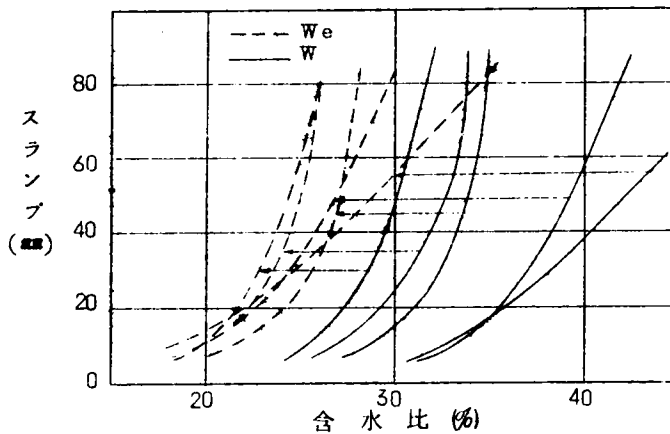


図 5.4 We で整理した流動曲線の 1 例

これよりわかるように、同一粒度でも流動曲線の位置と勾配が試料によって異なる。これはとりもおさず土粒子自身の特性の差が影響しているとみられる。

いま、この事実の原因を明らかにするため土粒子自身の特性について考えると、風化した土粒子は 3 章で述べたように土粒子内部に水の侵入しうる空ゲキが存在する。この空ゲキに充満された水分量を土粒子内水分、また、土粒子の外部あるいは土粒子間に保持されている水分を土粒子間水分（有効水分）と定義することにする。

そこで図 5.5 のようなモデル

で考えると、

$$G_a = \frac{W_g}{V \cdot r_w}, \quad G_s = \frac{W_g}{V_s \cdot r_w}, \quad \dots (5.1)$$

土粒子内空ゲキの体積は

$$V_i = \frac{W}{G_s \cdot r_w} - \frac{W_g}{G_a \cdot r_w} \quad \dots (5.2)$$

土粒子内含水比は  $W_i = \frac{V_i \cdot r_w}{W_s}$  であるから土粒子間水分（有効水分）は

$$W_e = W - W_i \quad \dots (5.3)$$

したがって

$$W_e = W - \left( \frac{1}{G_s} - \frac{1}{G_a} \right) \times 100 \quad \dots (5.4)$$

となる。ここで

$W_e$ : 土粒子間含水比

$W$ : 含水比

$W_i$ : 土粒子内含水比

$G_a$ : 土粒子のみかけ比重

$G_s$ : 土粒子の真比重

そこで、先に述べた流動曲線（

図 5.4）を  $W_e$  で表現すると図

5.4 の点線の所に集まる。したがって、コンシステンシーは主

として土粒間水分に支配される

ことがわかる。しかし、曲線が完全に一致しないことは、この考えでは説明し得ない別の要素があるものと考えられる。

また、この方法で求めたコンシステンシー  $W_{f1}$  の値を 3 章で述べた質的分類に従ってプロットすると図 5.6 のようになり、 $W_{f1}$  の値は  $G_{af}$  が小さく、有色鉱物量の多いものほど大きくなることが明らかである。そして各測定値の間に等  $W_{f1}$  曲線を描くことができる。

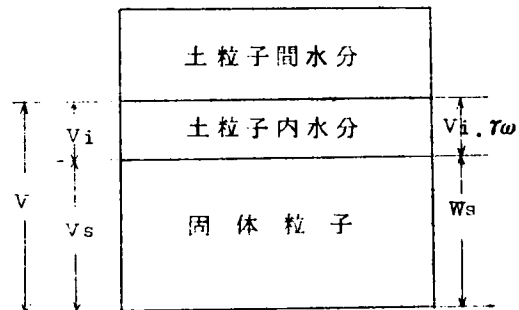


図 5.5 土塊のモデル

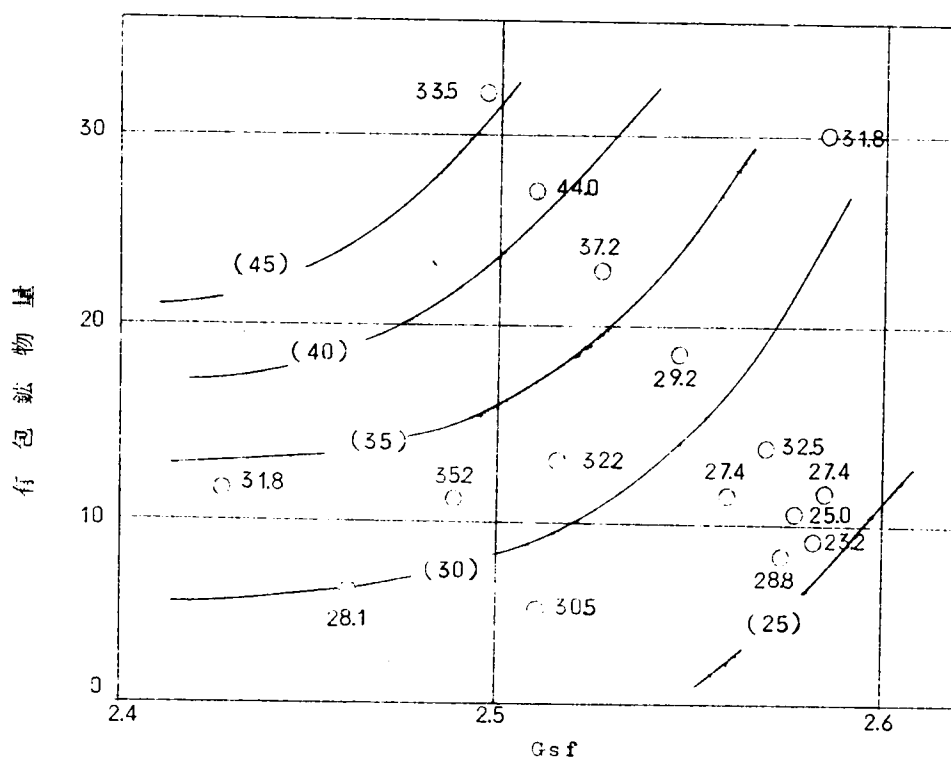


図 5. 6 土粒子特性と Wf1 との関係

## 5. 5 コンシステンシーと工学的性質

### 5. 5. 1 突固め特性との関係

突固めの特性と Wf1 との関係を明らかにするため、5. 2 で述べた各試料を JISA1210 の方法により突固め試験を行なった。その結果の一例は図 5. 7 のとおりである。<sup>3)</sup> これから、最大乾燥密度は  $1.59 - 1.82 \text{ g/cm}^3$  の範囲で変化し、試料によって大きく異なる。そこで、既述の Wf1 と最大乾燥密度との関係を示すと図 5. 8 のようになり Wf1 の大きいもののほど最大乾燥密度は小さくなる傾向が明らかである。

そして最大乾燥密度の値の大きいものは一般に母岩が有色鉱物の少ない花崗岩質であるが最大乾燥密度の小さいものは有色鉱物の多い閃緑岩質のものである。この傾向は 5. 4 で述べた傾向と一致する。

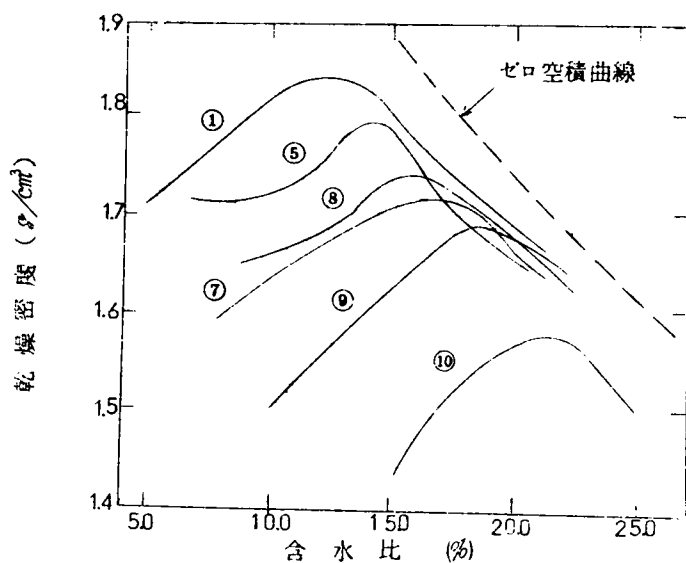


図 5.7 突固め曲線の一例  
(番号は表 6.1 を参照)

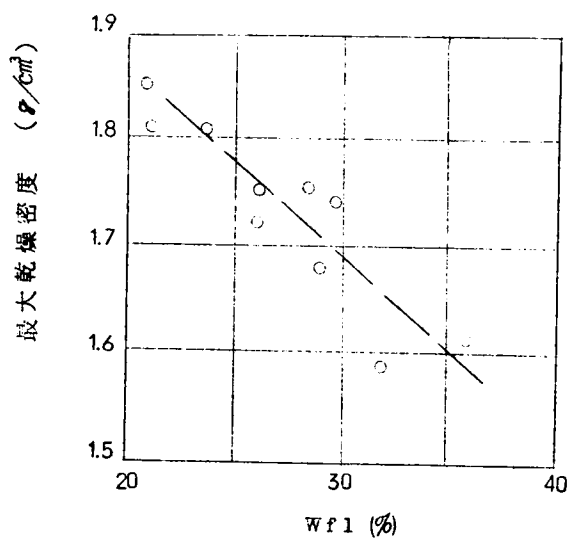


図 5.8 Wf1と最大乾燥密度の関係

### 5.5.2 透水性との関係

5.5.1で述べた各材料をJIS A1210用のモールド中に締固め種々の間ゲ

キ比に調整したのち、完全飽和状態にして透水試験を行なった。透水試験方法は定水位型である。その結果から、いま、間ゲキ比が0.7のときの透水係数を取って、 $Wf1$ の値との関係を示すと図 5. 9 のように $Wf1$ の小さいものほど透水係数が大きくなる傾向を示す。また図 5. 1 0 は透

水係数-間ゲキ比曲線の勾配と $Wf1$  の関係を示したものである。

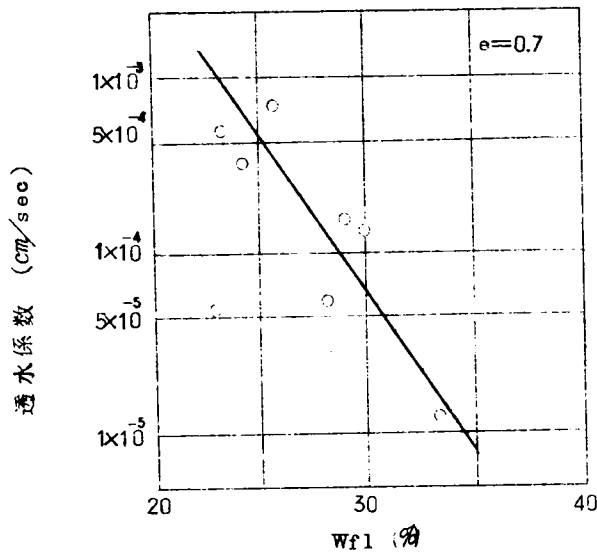


図 5. 9 透水係数と  $Wf1$

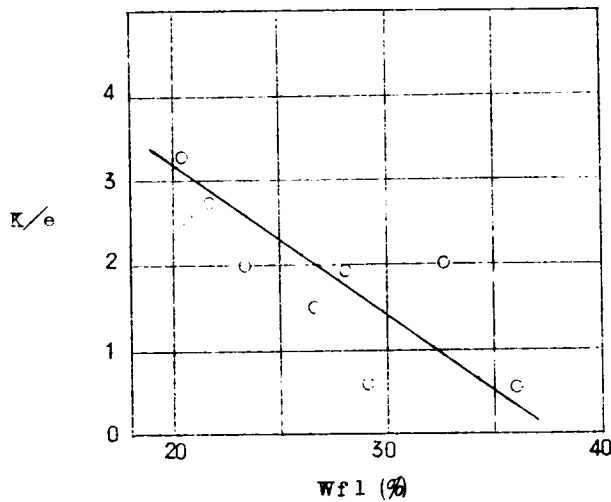


図 5. 1 0  $K/e$  と  $Wf1$  との関係



## 5.6 コンシステンシーと工学的性質との関係についての考察

### 5.6.1 コンシステンシーに関係する要素

まず、この方法による場合のコンシステンシーの意義について考えると、ここで定義したコンシステンシーとは含水量の増加にともなう土塊が自重によって変形する度合を意味している。そこで、いま  $Wf1$  に関係する要素を考えると、つぎのように表わすことができる。

$Wf1 = f(\text{土粒子の比重、粒度、粒形、土粒子の種類と表面特性})$

ここで、土粒子の比重が大きければ当然変形量が大きくなることが予想されるが、一般にこの土の場合、土粒子の比重は大差なく、決定的な要素とはなり得ないと考える。つぎに粒度は当然影響するはずである。細粒土ほど  $Wf1$  が大きくなることは一般に推定できるところである。しかし、前述の結果より、粒度を一定にした場合にも、コンシステンシー特性がかなり異なることは、粒度以外の要素が大きく効いていることを示す。これは、すなわち、土粒子特性の差によるものであり、一般に、有色鉱物が多く、風化の進んだものほど  $Wf1$  の値が大きくなる。この現象に関与する要素の一つは、まづ、土粒子の形状である。すなわち、図 5.11c のように、有色鉱物は一般に板状形をしており、同一粒度でも水分を吸着する面積が大きいこと、また、粒子の形状からみて、土粒子相互間の移動に対する抵抗が大きいため、一定スランプにおける含水比 ( $Wf1$ ) が大きくなる。一方、風化の進んだものが  $Wf1$  が大きくなる理由の一つは、図 5.11a のように

に土粒子内部に水の侵入する空ゲキが多く、かなりの水分を保持しており、この土粒子内水分が土の変形流動に関与しないと考えると、流動に関与するのは土粒子間水分によることとなる。いま、スランプ高さが土粒子間水分のみによるとすると、土粒子内空ゲ

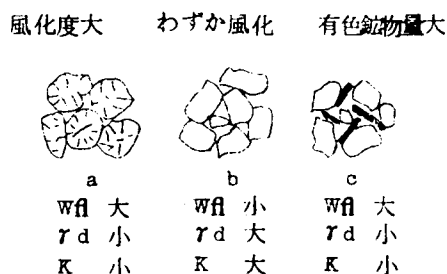


図 5.11 土粒子の模式図

キの多い風化の進んだ土粒子は一定の変形量のときの水分は土粒子外水分と土粒子内水分の和となって、土粒子内空ゲキの少ない風化度の低いものより、Wf1が大きくなる結果となる。

また もう一つの理由は、土粒子の表面自身の特性すなわち、表面吸着水の量と物理的性質の相違である。これについては今後検討の余地がある。

## 5.6.2 工学的性質との関連性

上記の土粒子特性を統合的に表現するコンシステンシーは前述のように、工学的性質にも関係する。工学的性質を土粒子特性の観点より考察すると、Wf1の大きいものは、既述のように、土粒子内空ゲキが多いか、板状形の有色鉱物が多いものである。このような粒子は、締固めの場合、一般に最大乾燥密度が小さくなることはすでに報告した、<sup>5)</sup> 透水性について考えると、透水係数が水の通過しうる空ゲキ径の大きさに関係するとすれば、間ゲキ比が同一であっても、図5.11aからわかるように、風化した土の内部空ゲキは、毛管オーダーのもので、透水にあまり関与しないので、風化したものほど実際の透水断面が小さくなり、透水係数が小さくなるものと考えられる。また、有色鉱物の多いものは土粒子の形と構造からみて、水の通路の屈曲が多く、流路長が長くなり、透水係数が小さくなるものと考えられる。このような理由以外に、土粒子の表面の水に対する性質が考えられるが、この要素はさらに究明の余地がある。

上記の諸要素の相互関係をまとめて示すと図5.12のとおりである。

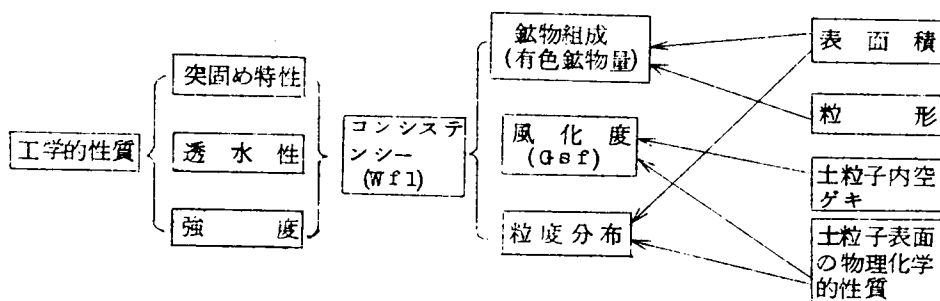


図 5.12 各要素の相互関係

コンシステンシーに關与する土粒子特性としては鉍物組成、風化度、粒度などがあげられる。これらはまた土の一次的性質（基本的性質）である。したがって、この方法によるコンシステンシーは土の一次的性質を表現することにおいては従来の方法と同様である。これらの要素をさらに別の見方で表現すると、表面積、粒形、土粒子内空ゲキ、土粒子の表面特性、などになる。土粒子の表面特性は物理化学的性質によるが、粗粒土の場合それほど大きな要素になるとは考えられない。しかし、さらに研究の余地はある。

## 5.7 工学的分類についての試案

従来、マサ土の分類は他の土と同様、粒度のみ、あるいはこれとJISの方法によるコンシステンシーを組み合わせたいわゆる改訂PR法、統一分類法などによっている。粒度による三角分類では大部分砂あるいは砂質ロームに一括され、PR法によってもA-1～A-4くらいに相当する。また統一分類法によると大部分GCかGWになる。これらによってもある程度の分類は可能であるが、さらに細かい分類を行なう場合には、これに加えて特殊な分類が必要である。

そこで、従来の統一分類法を利用し、これに既述の流動限界を組み合わせた新しい分類法を表5.3に提案する。<sup>5)</sup>これは一つの試案であるから、将来修正されるべきものである。

表 6.3 マサ土の工学的分類試案

粒 度		コンシステンシー	
		流動限界 (4760 $\mu$ 以下)	記 号
レキ (4760 $\mu$ 通過) 50% 以下	→	74 $\mu$ 以下 < 5% — { > 30	G-1
		74 $\mu$ 以下 < 5% — { < 30	G-2
		74 $\mu$ 以下 5~12% — { < 30	G-3
		74 $\mu$ 以下 5~12% — { > 30	G-4
		74 $\mu$ 以下 > 12% — { < 30	G-5
		74 $\mu$ 以下 > 12% — { > 30	G-6
砂 (4760 $\mu$ 通過) 50% 以上	→	74 $\mu$ 以下 < 5% — { < 30	S-1
		74 $\mu$ 以下 < 5% — { 30~40	S-2
		74 $\mu$ 以下 < 5% — { > 40	S-3
		74 $\mu$ 以下 5~12% — { < 30	S-4
		74 $\mu$ 以下 5~12% — { 30~40	S-5
		74 $\mu$ 以下 5~12% — { > 40	S-6
		74 $\mu$ 以下 > 12% — { < 30	S-7
		74 $\mu$ 以下 > 12% — { 30~40	S-8
		74 $\mu$ 以下 > 12% — { > 40	S-9

## 5.8 結 論

マサ土のコンシステンシー測定法としてコンクリートのスランプ試験法の適用を試みたところ、従来のJIS A1205の方法によるものより有効であることが明らかとなった。この新しい方法によるコンシステンシー試験法は従来の方法と同様に土の一次的性質、あるいは土の個性を表現する点では変りがない。すなわち、3章で述べたマサ土の鉱物組成や風化度ならびに粒度などの土粒子特性を適確に表現しうる点で優れている。またこの試験法で求められる流動限界（ $W_{fl}$ ）はマサ土の突固め特性、透水性などと密接に関係しているので、工学的性質の判定として有効である。

マサ土を工学的に分類する場合、流動限界と粒度分布を組み合わせる方法が可能であり、一つの分類の試案を試みた。これによるとマサ土の特性に応じて細分類が可能となる。

## 参 考 文 献

- 1) 松尾新一郎：西田一彦(1961) マサ土の組成と工学的性質について  
——くに有色鉱物の影響について——昭和41年度土木学会関西支部講演概要 pp.173~175.
- 2) Casagrande A (1932) Research on the Atterberg Limits of Soils, Public Roads, Vol 13, pp.121-130
- 3) 松尾新一郎, 福田護, 西田一彦(1969) マサ土のコンシステンシーと工学的性質, 第4回土質工学研究発表会講演集pp.9~14
- 4) 西田一彦(1970) Consistency of the Weathered Residual Soils and Its Relation with Engineering Properties, Technology Rep., Kansai Univ No.11, pp.77~85
- 5) 西田一彦(1970) マサ土の工学的性質とその取扱い指針, (第1章 基本的性質), 土質工学会マサ土研究委員会出版, pp.28~29

## 6 マサ土の土粒子特性と透水性に関する研究

### 6.1 概 説

マサ土は石英、長石、有色鉱物などの一次鉱物と、これらからもたらされた粘土鉱物の種々の組合せからなっている。また、土粒子は種々の程度に風化変質しているため、普通土と異なった工学的特性を示す。<sup>1)</sup> <sup>2)</sup> すでに著者は第3章においてマサ土の工学的性質に及ぼすであろう土粒子特性の影響を指摘し、風化度を表わす長石比重と鉱物組成の変化を表わす有色鉱物量の二つの要素で質的に分類する方法を提案した。

マサ土の透水性についてはいくつかの研究がある。竹下、綱干(1953)<sup>3)</sup>は荷重めた不飽和土の最適含水比附近の透水性について調べ、飽和度と透水性との関係を明らかにしている。一方、久保田(1968)<sup>4)</sup>は有色鉱物に富んだ締固め土の透水性を調べ、飽和度と透水係数との関係を明らかにし、土の構造の重要性を指摘している。これらの研究はしかし、土粒子自身の特性にはあまり言及していない。

そこで、本章では土粒子自身の特性に着目し、まず、土粒子の鉱物組成、風化度の要素が透水性にいかに関与するかを明らかにし、つぎにその結果について考察を加えた。<sup>5)</sup>

### 6.2 透水性に及ぼす要素についての考察

土の透水性に関係する要素としては水の粘性、間ゲキ比、粒度、土の構造、飽和度などが考えられている。そして砂や粘土についてこれらの諸要素と透水性との関係が明らかにされている。マサ土の場合もこのような要素に支配されるものと考えられるが、とくにマサ土の場合、土粒子構造の要素が重要であると考えられる。土粒子構造といっても、土粒子の配列のみならず、土粒子自身がもっている特性であって、たとえば粒形、土粒子内空ゲキ、土粒子の表面化学的性質などである。第5章で述べたように、このような土粒子特性はコンシステンシーの変化として表現され、透水性とも密接な関係をもっている。

飽和度、間ゲキ比、粒度についてはすでに研究があるので、<sup>3)</sup> <sup>4)</sup> 本章では、

上記の土粒子自身の特性と透水性について述べる。

### 6.3 土粒子特性と透水係数との関係

#### 6.3.1 実験方法

実験に用いた試料は表 6.1 に示したような風化度の異なる長石粒子 3 種、風化度の異なる有色鉱物粒子 5 種、および自然の鉱物組成をもつマサ土で、鉱物組成と風化度がそれぞれ異なる 5 種のものである。なお、これらと比較するため川砂を用いた。長石および、有色鉱物は重液による比重選別ならびに磁気分離法を用い、純粋のものに精選したものである。これらの真比重、長石比重、粒度は表 6.1 に記入したとおりである。

表 6.1 試料の条件

試料	No	真比重	みかけ 比重	長石比 重	有 色 鉱物量	粒 度
長 石	1	2.596	2.373	—	0	0.074 } 2.0 mm
	2	2.581	2.313	—	0	
	3	2.564	2.125	—	0	
有 色 鉱 物	1	2.666	2.310	—	100	0.25 } 0.42 mm
	2	2.659	2.258	—	100	
	3	2.624	2.180	—	100	
	4	2.610	2.150	—	100	
	5	2.583	2.056	—	100	
マ サ 土	1	2.624	2.444	2.580	10.10	0.075 } 2.0 mm
	2	2.603	2.224	2.460	5.95	
	3	2.649	2.464	2.584	31.50	
	4	2.601	2.317	2.541	10.5	
	5	2.664	2.000	2.528	23.15	
川砂		2.628	2.620	—	0	0.074~ 2.0 mm

実験に用いた装置は図 6.1 に示すような定水位透水試験装置である。

試料は土粒子を破碎しないよう透水セルの中につめたのち、24 時間

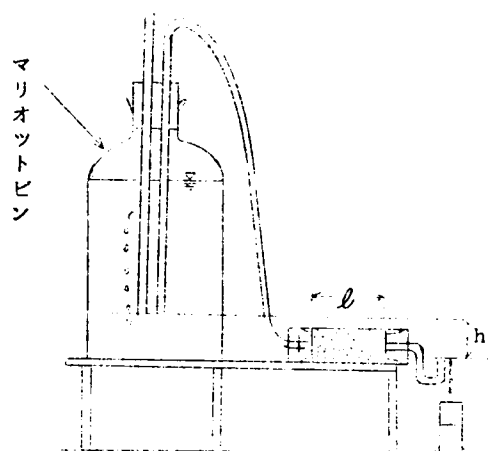


図 6.1 透水実験装置

水浸し、さらに、1時間真空をかけて完全飽和の状態にしたものである。試料の間ゲキ比は土粒子を破碎させない限度の最小から、沸化しない限度の最大までの範囲で行なった。結果の整理はダルシーの公式により透水係数を求め、 $15^{\circ}\text{C}$ のときの値に補正した。なお透水係数の計算に使用した透水量は透水を始めてから、1時間の値である。測定条件は表 6.2 のとおりである。

表 6.2 測定条件

試料	試料長	試料径	水頭差
長石, マサ土	8 cm $\pm$	3.1 cm	+3~4cm
有色 鉍 物	5 cm $\pm$	2.0 cm	//

### 6.3.2 実験結果

長石3種と川砂について行なった結果は図 6.2 のとおりである。これによると、間ゲキ比の減少にともなって透水係数は減少するが、試料によって間ゲキ比が同一でも透水係数が大きく異なる。そして、真比重の大きいものほど、すなわち、風化度の低いものほど同一間ゲキ比での透水係数が大きく、川砂のそれに近づいている。また、これらの曲線



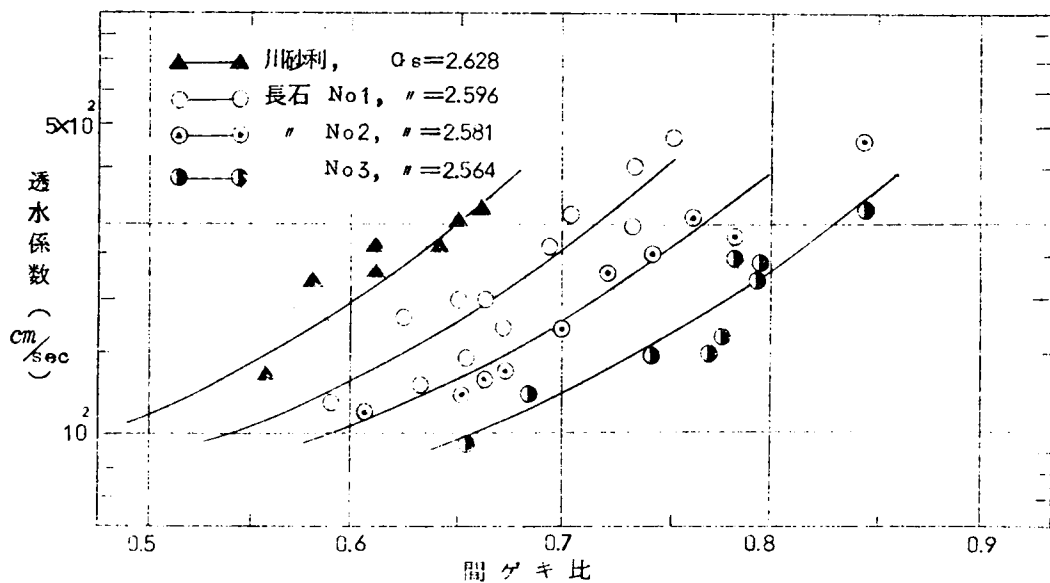


図 6.2 長石粒子の透水係数

はほぼ平行に配列しているが、くわしくみると、間ゲキ比が小さくなるにつれて曲線が互いに近づくようとする傾向を示す。さらに間ゲキ比を減少することができればある間ゲキ比で3者が一致する可能性がある。

また、有色鉱物の場合は図 6.3 に示したとうりである。

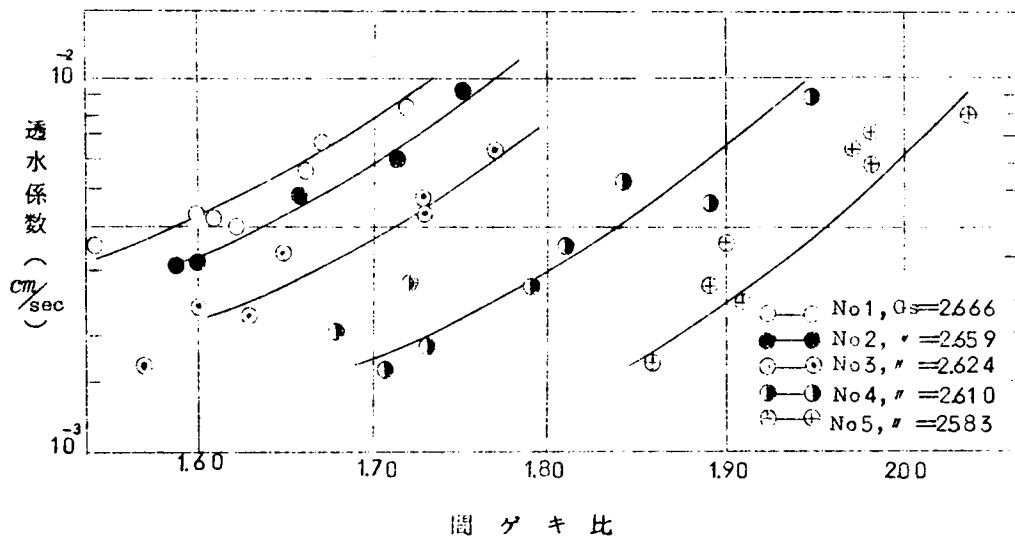


図 6.3 有色鉱物と透水係数

長石粒子の場合と粒度は異なるが、やはり、同様の傾向がみられ、比重の小さいものほど同一間ゲキ比における透水係数が小さくなる。比重の変化による透水係数の差は長石のそれよりもはるかに大きい、比重の差による曲線の勾配の変化は長石の場合より小さくほとんど平行配列に近い。また、粒度が長石と異なるので、比較しにくい、一般に同一間ゲキ比でも長石より有色鉱物の方が透水係数は小さくなる。

つぎに自然の鉱物組成をもつマサ土の場合について行なった結果は図 6.4 のとうりである。

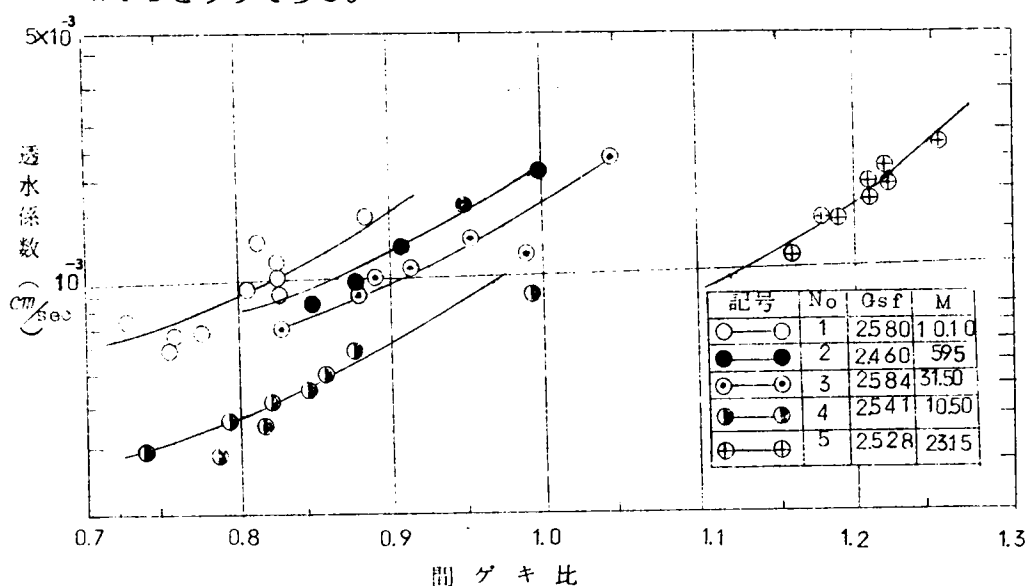


図 6.4 マサ土の透水係数

この図から一般に有色鉱物の多いものほど、また、風化度の大きいものほど同一間ゲキ比でも透水係数が小さくなることがわかる。

そして、この結果はまた、前述の長石、有色鉱物の場合の傾向と一致する。したがってマサ土の透水性は土粒子の特性に大きく依存することが明らかとなった。

### 6.3.3 実験結果の考察

まず、このような、土粒子からなる土塊中を水が移動する場合、第 3 章で述べたように、水の侵入しうる部分は土粒子外空ゲキと土粒子内部

の空ゲキである。いま、土粒子外部の空ゲキを水が流動する場合の透水係数を  $k_1$ 、土粒子内部の空ゲキを通過する場合の透水係数を  $k_2$  として分けて考える。そうすると、定水位実験の場合、水は透水係数  $k_1$ 、 $k_2$  の媒体中を一定の圧力の下で流動することになる。土の組織を単純化して考え図 6.5 のような透水係数  $k_1$  と  $k_2$  を有する通路からなると仮定すれば、土塊の透水係数  $k$  は

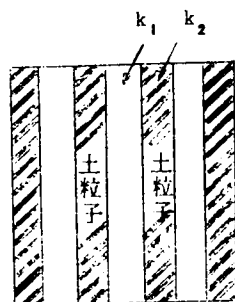


図 6.5 土粒子系モデル

$$k = k_1 \sum_{i=1}^{i=n} F_{si} + k_2 \sum_{i=1}^{i=n} F_{gi} \quad \dots (6.1)$$

ここで、 $F_{si}$ ：土粒子外部の空ゲキ

$F_{gi}$ ：土粒子内部の空ゲキ

これを間ゲキ率  $n$  で表わすと

$$k = (1-n) k_1 + n k_2 \quad \dots (6.2)$$

ところで、 $k_2$  は土粒子内空ゲキ量に関係するので

$$k_2 = f(G_s - G_a) \quad \dots (6.3)$$

また、 $k_1$  は間ゲキ率  $n$  によって変化するが、この場合、 $n$  は土粒子外空ゲキ量を意味しているので間ゲキ比は式 (6.4) で示される  $e_0$  で表わす。川砂のように  $G_s \div G_a$  の場合は  $e \div e_0$  となる。

$$e_0 = \frac{G_a(1+e)}{G_s} - 1 \quad \dots (6.4)$$

また、Kozeny-Carman によると

$$k = \frac{n^3}{(1-n)^2 S_s^2} \cdot \frac{1}{k_0 \cdot k_T} \quad \dots (6.5)$$

ここで、 $k_0$ ：形状係数

$k_T$ ：トートシティ係数

$S_s$ ：固体部分の単位体積当りの湿潤空ゲキ表面積、

ここで、長石、川砂の場合、粒度一定、粒形も大差ないとすれば、

$$k = C \cdot n = f(\theta_e) \quad \dots (6.6)$$

となる。C：常数

したがって、この考え方を適用すると長石、川砂の場合、

$$k = k_2 \left( 1 - \frac{\theta_0}{\theta_e + 1} \right) + f(\theta_e)$$

$$= f(\theta_e - G_a) \cdot \left( 1 - \frac{\theta_0}{\theta_e + 1} \right) + f(\theta_e) \quad \dots (6.7)$$

そこで、各試料について図 6.2、6.3、6.4 を  $\theta_e$  で整理してみると図 6.6、6.7、6.8 のようになる。これによると、 $\theta_e$  で整理したものは長石、有色鉱物、マサ土のいずれも、3 者のうちでは同じ  $\theta_e$  でほぼ近い透水係数を示す。

しかし、決して完全に一致せず、 $G_a$  の小さいものはやはり同一の  $\theta_e$  でも小さい透水係数を示している。式 (6.7) の考え方に従えば、

$G_a \neq G_b$  である内部空ゲキのない川砂の曲線よりも風化した長石が左

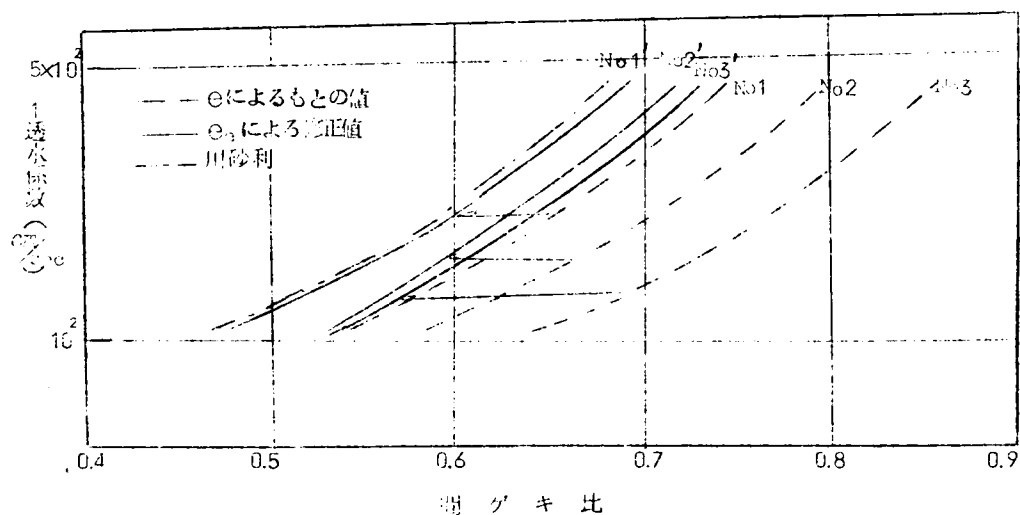


図 6.6 長石の透水係数の  $\theta_e$  による修正

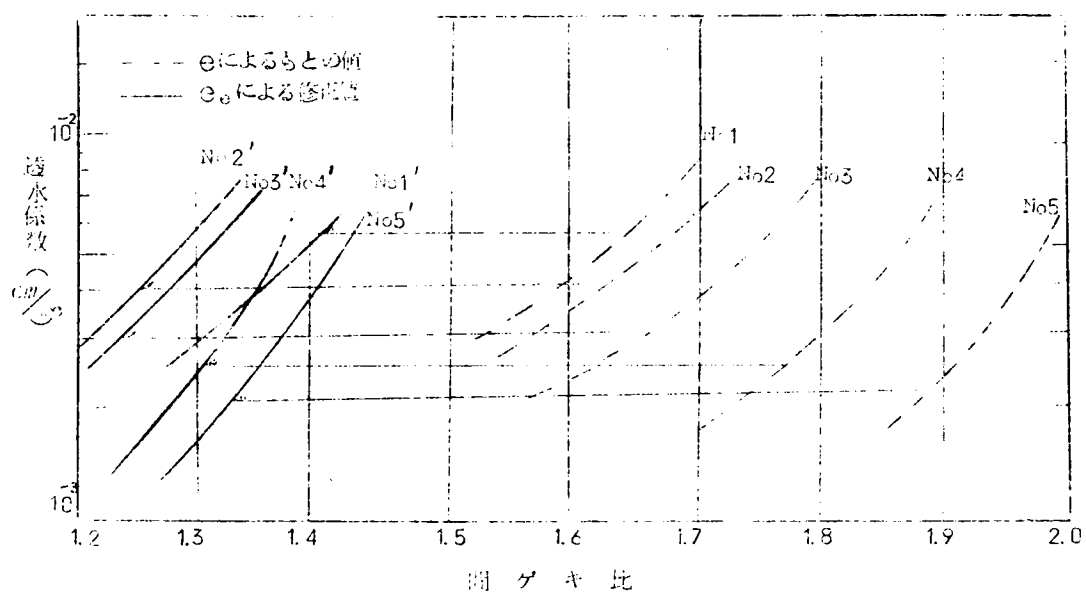


図 6.7 有色鉱物の  $e_e$  による透水係数の修正

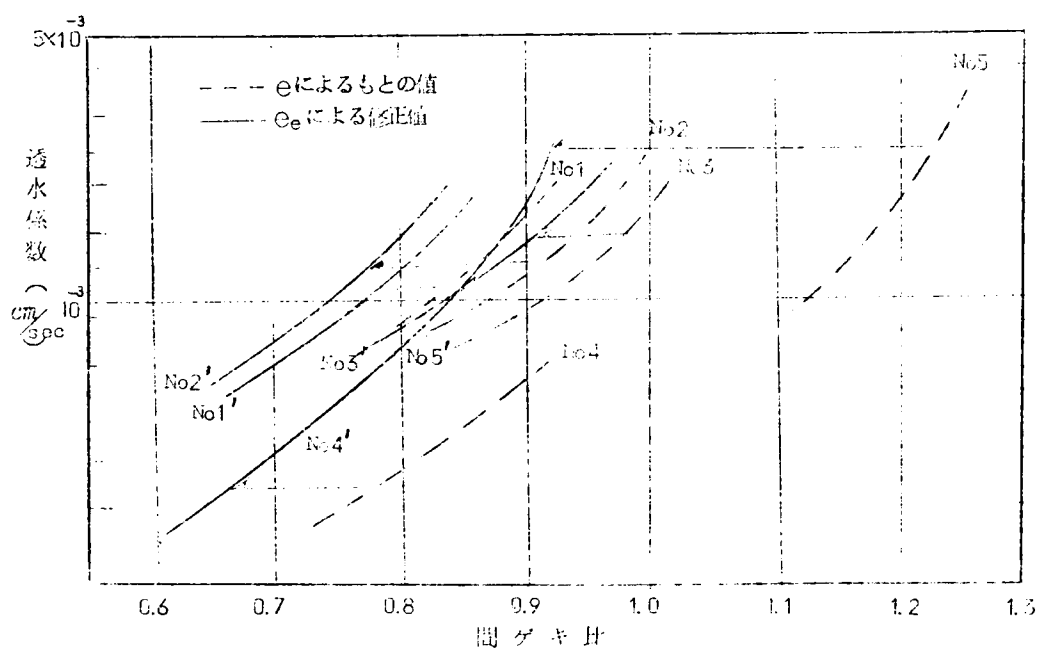


図 6.8 マサ土の透水係数の  $e_e$  による修正

側に来なければならないが、実際は右側に来る。このことは、 $k_2$ が $k_1$ に比べて小さいことを示しており、むしろ、この間ゲキ比の範囲では $k_2 \neq 0$ であり、水は土粒子内部の空ゲキ中を移動し得ないものと考えられる。 $k_2 = 0$ として $\theta_e$ のみで整理した透水係数が、鉱物の種類の差によってかなり異なることは、土粒子特性のうちの形状の差によるものである。有色鉱物の場合、板状結晶であるから、表面積が大であるとともに、複雑な構造を形成して、いわゆる *tortousity* が大となり、透水係数は小さくなるものと考えられる。また、同種の鉱物粒子でも風化度が異なると $\theta_e$ で整理してもじやっかんの透水係数の差がみられるのは土粒子表面の物理化学的性質の差によるものと考えられる。この要素については今後研究の余地がある。

#### 6.4 結 論

マサ土の透水性は土粒子の特性に大きく支配される。一般に風化の進んだものほど、有色鉱物量の多いものほど同一間ゲキ比でも透水係数の値が小さくなる。この原因を土粒子特性の観点から考えると、まず、土粒子内空ゲキの影響が挙げられる。土粒子内空ゲキは毛細管オーダーのもので、この部分では水は流動しにくいため、土粒子内空ゲキを全空ゲキから除いた、有効間ゲキ比 $\theta_e$ によって透水性が支配される。しかし、鉱物種の差による透水性の差は、この考え方のみでは説明し得ない。それは土粒子の形状や表面物理化学的性質の要素が効いてくるためである。形状の差は、いわゆる *tortousity* の差として現われ、有色鉱物が長石や川砂より透水性が小さくなる原因となる。表面物理化学的性質については今後の研究の課題である。

## 参 考 文 献

- 1) 松尾新一郎, 西田一彦(1967) マサ土の組成と工学的性質について—  
とくに有色鉱物の影響について—昭和41年度土木学会関  
西支部講演概要, pp.173~175
- 2) 松尾新一郎, 西田一彦, 山下親平(1967) マサ土の工学的性質につい  
て, 土と基礎, Vol.109.No3, pp.19~23
- 3) 竹下春見, 網干寿夫(1953) 真砂土の最適含水比附近の透水性について  
て, 土木学会誌, Vol.38, No2, pp.6~12
- 4) 久保田敬一(1968) 締固め土の間ゲキ水の移動について, 第13回土  
質工学シンポジウム論文集, pp.125~130.
- 5) 松尾新一郎, 西田一彦(1970) The Properties of Decomposed  
Granite Soils and their Influence on Perme-  
ability,  
Soils and Foundations, Vol.10, No3, pp.93~107

## 7 マサ土の土粒子特性とセン断特性に関する研究

### 7.1 概 説

マサ土の工学的利用に当ってセン断特性は重要である。マサ土のセン断特性についてはいくつかの研究がある。Lumb(1962)<sup>1)</sup>はホンコンのマサ土について三軸圧縮試験を行ない、風化度を粒度によって表わし、粗粒なものとは細粒なものについてセン断特性を調べた結果、不飽和試料ではわずかながら粘着力をもつが飽和するとまったくみられないことを明らかにしている。また内田、松本、鬼塚(1967)<sup>2)</sup>は九州のマサ土について、粘着力、内部マサツ角は飽和度の増大にともなって減少すること、間ゲキの小さいものは正のダイラタンシーが大であることを示している。

久保田、佐藤(1966)<sup>3)</sup>は突固めたマサ土のセン断強度に及ぼす水浸の影響を排水条件下で調べ、水浸したものは非水浸のものより内部マサツ角が小さいこと、粘着力は最適含水比において最大値を示すことを明らかにしている。

一方、三笠ら(1968)<sup>4)</sup>、(1968)<sup>5)</sup>は風化度の異なる2種のマサ土について、三軸圧縮試験、一面セン断試験、ねじりセン断試験を行ない、ヒズミの増大とともに体積収縮が生じることを指摘し、これは土粒子の破砕によるものと考えた。また試料の含水状態によって強度が異なり、飽和したものは乾燥状態のものより強度が小さいことを、そして、その原因が土粒子の界面の水による潤滑作用によるものとしている。また試料の初期条件、すなわち、調整法によっても強度が異なるとし、土粒子のときほぐしの程度が低いものほど強度が大きくなることを示している。これらはいずれもマサ土の特性の一面を表わしており、そして、この特性の原因は本質的に土粒子特性によるものであると考えられるが、土粒子特性についてはとくに述べていないので、本章ではこれらの現象を土粒子特性の立場から論ずる。

### 7.2 セン断特性に関係する土粒子の基本的性質

セン断に関係する土粒子特性としては既述の鉱物組成、風化度、粒度な



どであるが鉱物組成とくに有色鉱物については第9章で述べるので、本章では風化度によるセン断特性の変化について述べる。

まず、土粒子の強度特性であるが、第3章で述べたように長石粒子は風化程度によって圧縮強度が異なる。そして、その強度は水の影響を大きく受けることが明らかである。図7.1は風化の進んだ長石粒子(直径1.6mm)を圧縮したときの、水浸と炉乾燥の場合の強度の変化を示したものである。

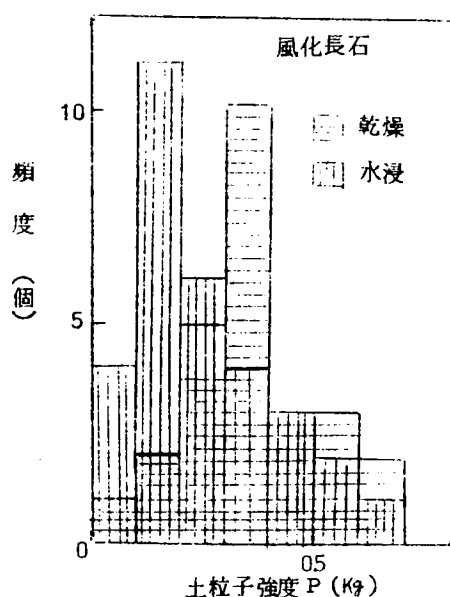


図 7.1 風化長石の水浸強度

このように、風化の進んだ長石粒子は水浸飽和によってかなり強度が低下する。この理由としては、風化した長石粒子内部には微細な毛管オーダーの空ゲキがあり、その部分が水浸によって飽和され結合力を失なうものと考えられる。

一方、風化の異なる長石粒子と石英粒子の大きな結晶をとり出し、表面を研磨して、その表面の凹凸の程度(表面粗さ)が $1/1000mm$ 程度とした試料を作り乾燥状態と湿潤飽和状態において結晶表面のマサツ係数の測定を一面セン断試験機によって行った。

測定方法は、2つの同種の結晶を図7.2のように固定し研磨面をセン断面として、一定の垂直荷重をかけたときのマサツ抵抗力を測定した。水平変位はセン断方向の試料長の1%/minとした。その結果は図7.3のとうりである。これによると乾燥状態のものはマサツ角は小さく、試料の差はほとんどないが、湿潤飽和状態のものは乾燥状態のものよりマサツ角が大きくなること明らかである。

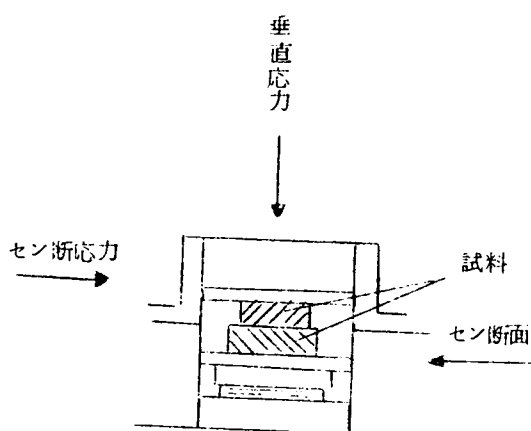


図 7.2 マサツ係数測定法

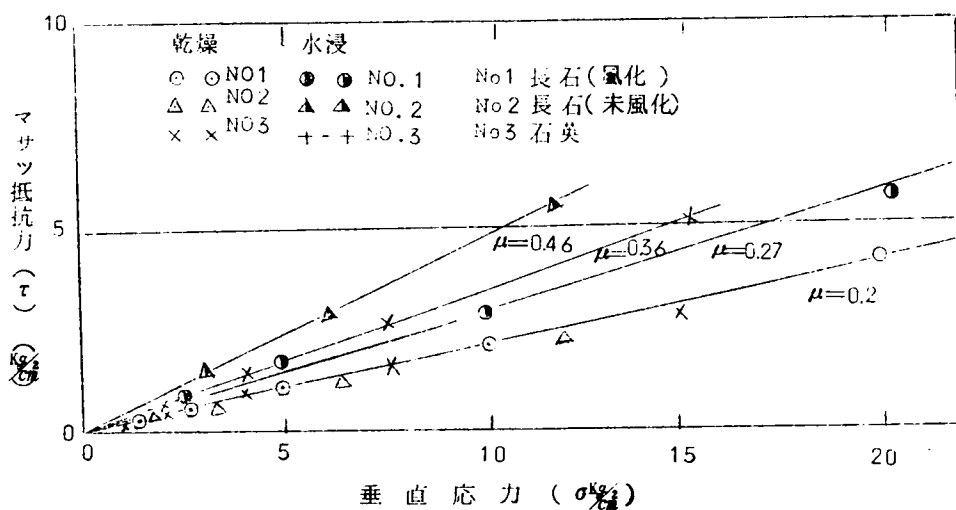


図 7.3 マサツ係数の測定結果

Horn & Deere (1962)<sup>6)</sup>が行なった鉱物粒子間のマサツ係数の測定結果によると、表面の粗度が大であればマサツ係数は大であること、乾燥状態よりも湿潤状態の方がマサツ係数が大であること、湿潤状態では長石の方が石英よりもマサツ係数は大であることを明らかにしている。また、有色鉱物のような層状結晶のへき開面間のマサツ係数は湿潤よりも乾燥状態の方が大であることなどを明らかにしている。

これらの結果と比較すると、ほぼ同様の傾向であるが水浸の場合長石でも風化度によって、マサツ係数は変化することが明らかである。風化度や鉱物の種類によってマサツ係数が異なることは粒子の表面と水分子の結合の状態が異なることによるものである。すなわち有色鉱物のようにへき開面を有する鉱物の場合、へき面上の分子は面に水平方向には結合が強く面に垂直方向には弱い。一方マッヅな長石、石英は方向による分子結合力の大きさはあまり変化しない。したがって水分子は結合の弱い面では潤滑油の作用をするが、結合の強い面では構造水 (Orient water) のような作用をし、他の物質を強く結びつける。

風化度の大きい長石は風化度の小さい長石よりも結合力が弱いとすれば水浸時のマサツ係数が小さくなるものと考えられる。水浸の場合の石英と長石の差は表面粗さの差によるものと考えられる。

### 7.3 土粒子特性とセン断強度の変化

7.2 で述べた土粒子特性がセン断特性といかなる関係にあるかを明らかにするためつぎのような実験を行った。<sup>7)</sup> 試料は表 7.1 のような風化度の異なる 5 種類の長石粒子である。

表 7.1 試料の物理的性質

試料番号	真比重 ( $G_s$ )	見掛比重 ( $G_a$ )	粒 度
No 1	2.590	2.506	0.42mm ~ 0.25
No 2	2.576	2.450	"
No 3	2.557	2.403	"
No 4	2.531	2.212	"
No 5	2.481	1.933	"

とくに長石粒子を選んだのは、マサ土の特性が長石の物性に大きく依存すると考えたからである。

これらの試料を炉乾燥状態において、直径 3 cm の小型の一面セン断試験用試料箱につめ、垂直荷重を変化して一面セン断試験を行なった。一面セン断試験機は下部駆動型のものであるが、垂直荷重の大きな所での挙動を調べるため小型の試料箱を用いた。ヒズミ速度は 1%/min である。

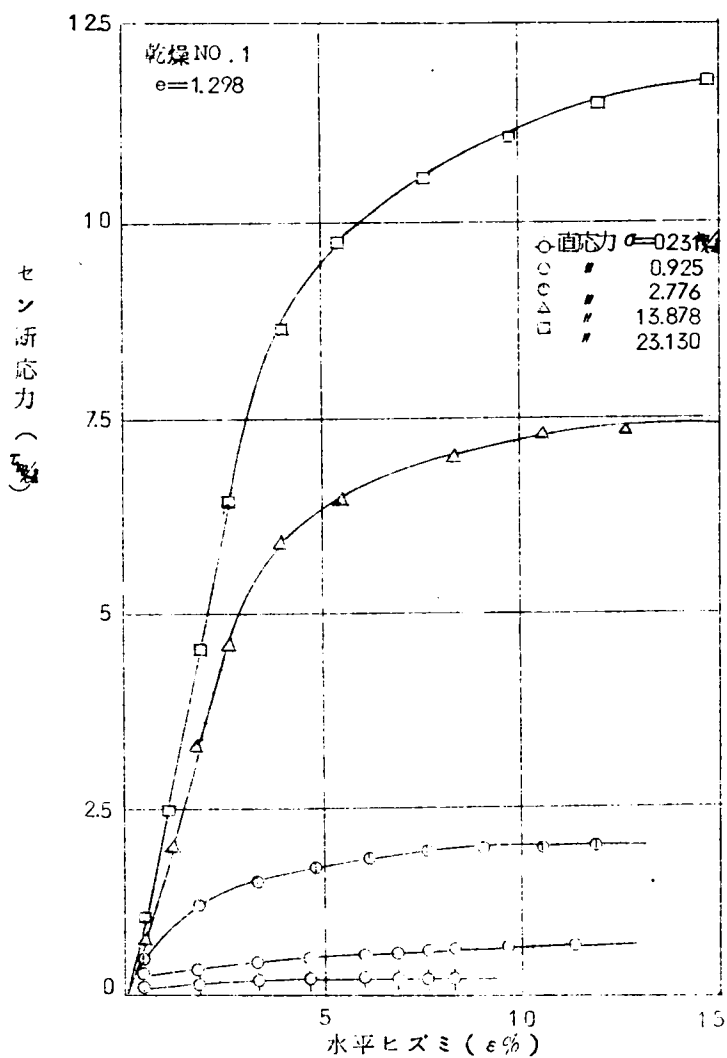


図 7.4 セン断応力とヒズミ

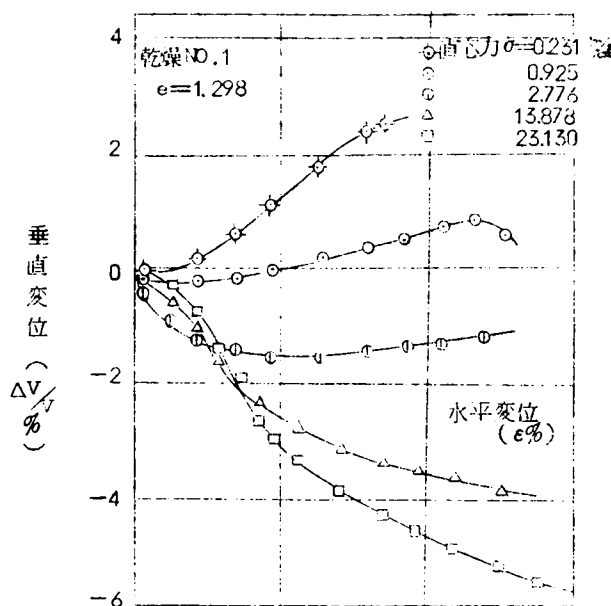


図 7.5 垂直変位とヒズミ

その結果の一例 ( $\theta = 1.298$ ) を図 7.4、7.5 に示した。これによると垂直荷重が増大するとせん断強度は増大するとともにピークの現われるヒズミが大きくなり、体積の減少がいちじるしくなる。また、これらの結果を整理したのが図 7.6 である。この場合、試料は №1、№4、№5 のみであるが垂直荷重の小さい場合同一間ゲキ比でもせん断強度は風化の進んだものほど大きくなるが、垂直荷重の増大とともに増加の割合は減少し、風化度の低いものに近づく傾向を示す。そして曲線の勾配が垂直荷重の増大とともに減少し、その傾向は風化度の大きいものほど顕著である。

いま各試料について、垂直荷重の変化に伴う内部マサツ角の変化を半対数紙にとったのが図 7.7 である。この場合  $\tan \phi$  は粘着力を無視し、 $\tau - \sigma$  曲線上の各点から原点に引いた直線の勾配である。

この曲線の勾配すなわち内部マサツ角の変化が何に原因しているかをみるため破壊時の体積変化率曲線の接線勾配 ( $-\frac{\Delta V}{\Delta \epsilon}$ ) と  $\tan \phi$  との関係を示すと図 7.8 のようになる。すなわち内部マサツ角は体積変化と関係

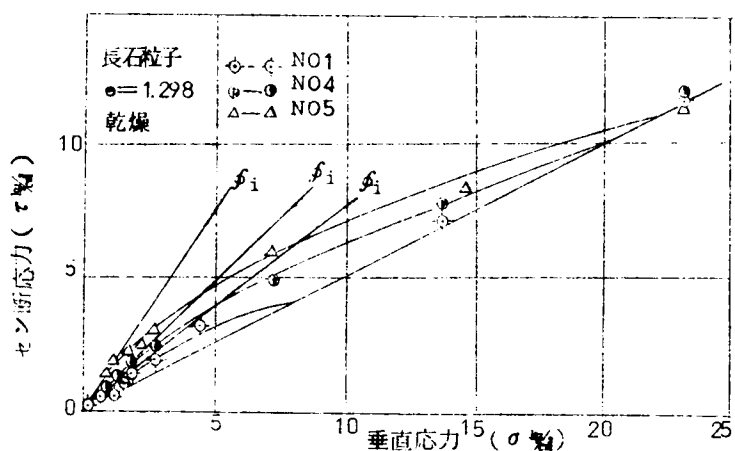


図 7.6 垂直応力とせん断強度

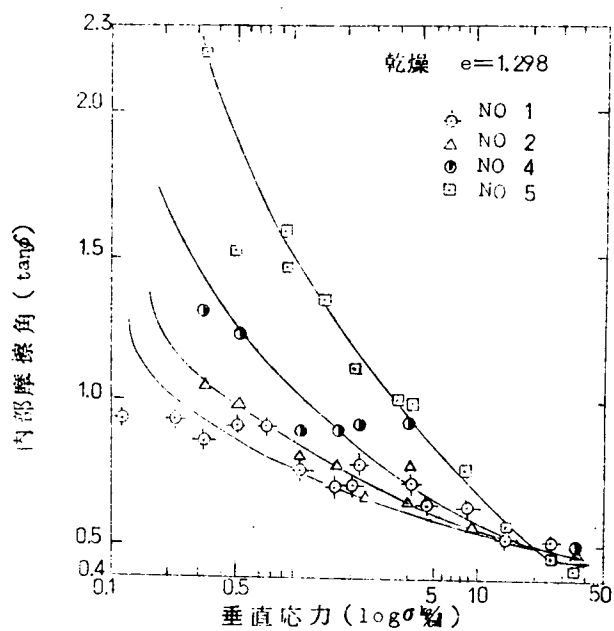
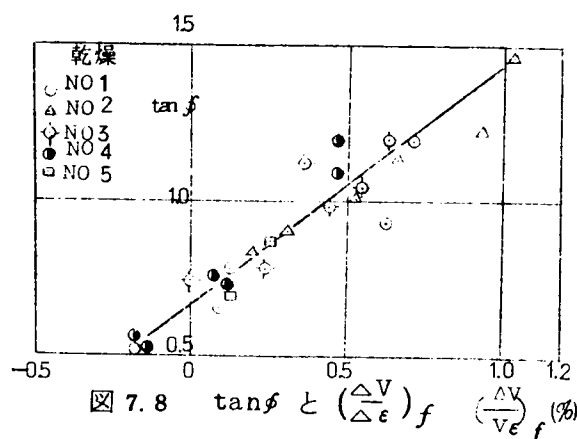


図 7.7 垂直応力と内部マサツ角の変化



していることが明らかである。

ところで一般にせん断強度はつきのように表現されている。

$$\tau = \tau_0 + \sigma \left( \frac{d\Delta}{d\epsilon} \right)_f \quad \dots (7.1)$$

ここで  $\tau$  はせん断強度、 $\tau_0$  は土粒子間マサツ抵抗、 $\sigma$  は垂直応力、

$d\epsilon$  はヒズミの微小変化、 $d\Delta$  は  $d\epsilon$  に対する体積変化である。

$\tau_0$  が変わらないとすると  $\sigma$  が小さい範囲で風化度の大きいものが  $\tau$  が大で、 $\sigma$  の増大とともに風化度の低いものに近づく現象を説明するためには、 $\sigma$  の増大にともなう  $(\frac{d\Delta}{d\epsilon})_f$  の減少を考えなければならない。 $(\frac{d\Delta}{d\epsilon})_f$  の減少する原因としては荷重の増大による土粒子の破壊を考えねばならない。第3章で述べたように風化の進んだ長石粒子は比重の減少とともに強度が減少しているので、垂直荷重の増大にともなって土粒子が破碎し外力としてのせん断エネルギーが内部エネルギーに消費されるために  $(\frac{d\Delta}{d\epsilon})_f$  が小さくなるものと考えられる。

つきに間ゲキ比  $\theta$  を種々変えた場合について各試料のせん断試験を行なった。その一例は図 7.9 のとうりである。ここで既述のようにせん断強度は垂直応力の大きさによって変化するので、いま、土粒子の破碎の比較的少ないと考えられる  $\sigma = 0.925 \text{ Kg/cm}^2$  のときの  $\tau$  の値をとり  $\tau/\sigma = \tan \phi_i$  と  $\theta$  との関係を示すと図 7.10 のようになる。

この図で、いま、 $\theta$  を第6章で述べた方法により有効間ゲキ比  $\theta_0$  に換

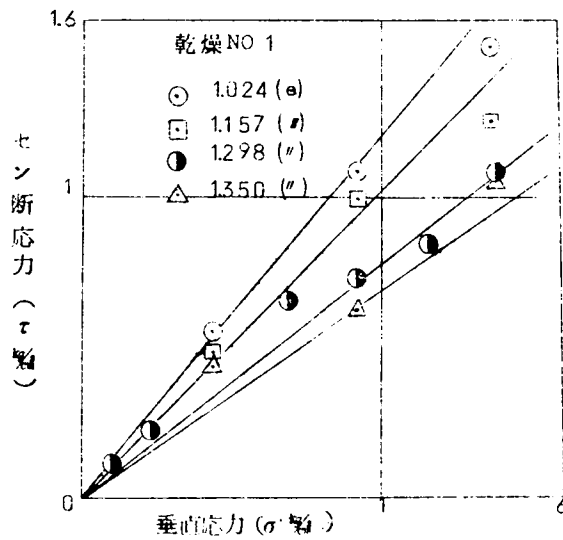


図 7.9 セン断試験結果

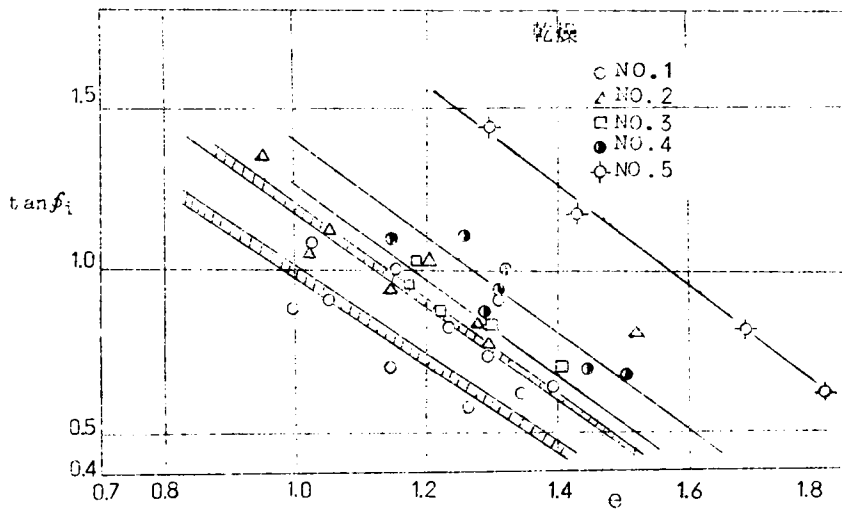


図 7.10  $e$  と  $\tan \phi_i$  の関係

算してプロットし直すと図のハッチで示した範囲になり、ほとんど同じ  $e_e$  の所で同じせん断強度が得られる。したがって拘束圧の小さな範囲においては、土粒子は風化していてもあまり破砕せず、また土粒子内部に空ゲキ



が発達していても一つの土粒子として挙動するものと考えられる。これは三笠ら(1968)<sup>5)</sup>の指摘している試料のときほぐしの程度によってせん断強度が変化することと関係している。風化の進んだマサ土は試験前の試料の解ほぐしの程度が少ないと土粒子内空ゲキ量が多いが、解ほぐしを十分行なうと土粒子が細粒化して土粒子内空ゲキが減少し同じ間ゲキ比での強度は小さくなる。これは別の見方をすれば土粒子内空ゲキはせん断に関与しない拘束された間ゲキであり、土粒子外空ゲキは有効な空ゲキである。土粒子を細粒化すると、土粒子内空ゲキが有効間ゲキ比に変化することになる。土のせん断強度が有効空ゲキに支配されるとするなら、同一間ゲキ比でも有効空ゲキの多い状態の方が強度は小さくなる。その様子の概念を図7.11に示した。

つぎにこれらの長石粒子を水浸飽和させたときのせん断特性について述べる。実験法は乾燥の場合と同じであるが、せん断箱を水中に浸し24時間おいた後1時間真空をかけて飽和したものである。また、土粒子は0.42

~0.25 mmであるのでせん断中の間ゲキ水圧は発生

しないと考えた。その結果を図7.12に示した。

この図によると風化の進んだ $\mu_4$ 、 $\mu_5$ 試料が水浸によって大きく強度低下を生ずるが風化度の低い $\mu_1$ 、 $\mu_2$ などは水浸してもほとんど変化しない。その様子を $e=1.298$ の場合に示したのが図7.13である。

以上のことから既述のように長石粒子は水浸によって強度が減少する。既述のように土粒子界面のマサツは水浸によって低下しないので、せん断強度の低下は土粒子強度にとくに関係するとみなければならない。すなわち、水浸によって土粒子強度が減少し、破碎されて体積が減少することに

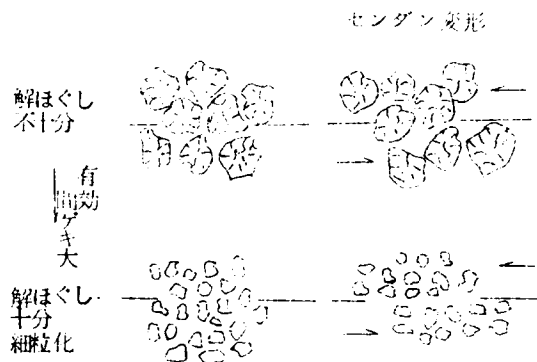


図 7.1 1 土粒子のせん断中の変化 (模式図)

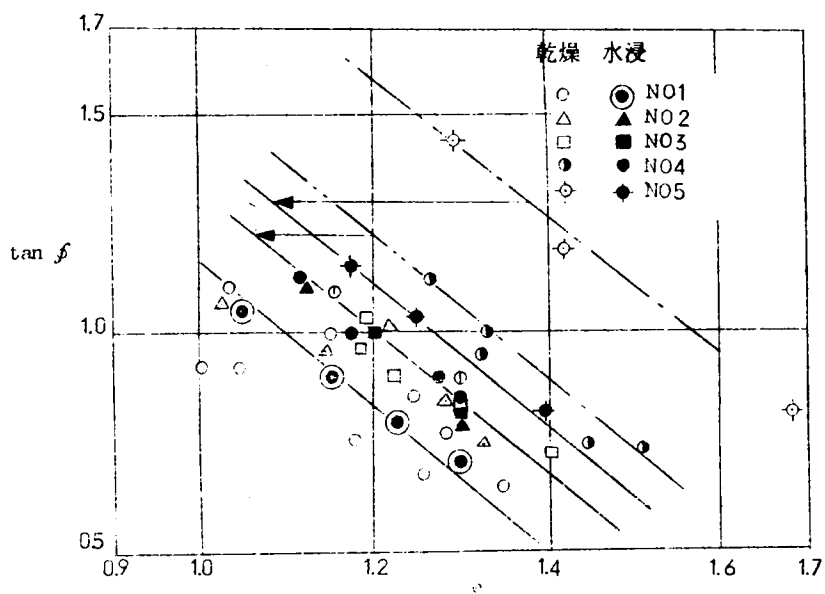


図 7.1 2 飽和状態の  $e_0$  と  $\tan \phi_i$  の関係

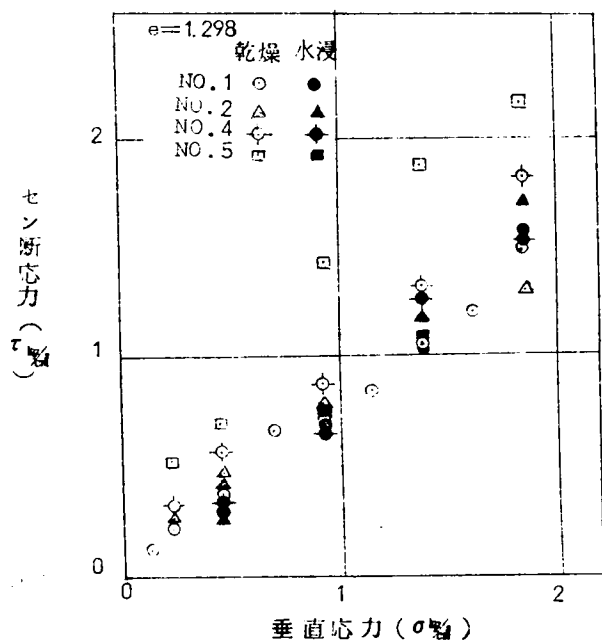


図 7.1 3 水浸による強度変化

よるものと考えられる。ただし有色鉱物を多量に含む場合は界面マサツの減少も一つの要素となりうる。

#### 7.4 結 論

以上述べた実験的研究は主に長石粒子からなる試料のセン断特性に関するものであるが、マサ土のセン断特性を考える場合、長石の特性が重要な役割をはたすものと考えられるので、以下その結果について結論を述べる。

- 1) 風化した長石粒子の圧縮強度は水浸によって大きく低下する。しかし、土粒界面のマサツ係数はむしろ水浸によって増大する。
- 2) 風化した長石よりなる試料のセン断強度は拘束圧の増大とともに増加率が減少する。これは拘束圧の増大による土粒子の破砕によるものである。
- 3) 拘束圧の小さい場合、セン断強度は従来の間ゲキ比 $\sigma$ よりもみかけ比重から計算した有効間ゲキ比 $\sigma_0$ と密接な関係がある。その理由は拘束圧の小さい場合、土粒子自身風化していても破砕が少なく、また土粒子内部に空ゲキはあっても、一つの完全な土粒子として挙動するためと考えられる。
- 4) 風化長石よりなる試料は水浸飽和させた場合、セン断強度が大きく低下する。この原因は土粒子間マサツの減少よりも土粒子の水浸による強度低下に関係がある。

以上のことから、マサ土のセン断特性を考える場合、土粒子特性、とくに長石粒子の物性が重要であることが結論された。

## 参 考 文 献

- 1) P.Lumb (1962) The Properties of Decomposed Granite,  
Geotechnique Vol.12, No.3, pp.226~243
- 2) 内田一郎, 松本鍊三, 鬼塚克志(1967) 不飽和土のせん断強度について, 第二回土質工学研究発表会講演集 pp.101~106
- 3) 久保田敬一, 佐藤忠信(1966) 突固めた土の強度に関する実験的研究  
京大工業教員養成所研究報告, 第3号 pp.21~26
- 4) 三笠正人, 高田直俊, 寺田正治(1968) 新たに試作したねじりせん断  
試験機について, 第3回土質工学研究発表会講演集,  
pp.295~298
- 5) 三笠正人, 木下哲生, 望月秋利(1968) マサ土のせん断特性, 土木学  
会第23回年次学術講演会要旨Ⅲ pp.171~174
- 6) H.M.Horn and D.U.Deere, Frictional Characteristics of  
Minerals, Geotech. Vol.XII No.4 pp.319~335
- 7) 西田一彦(1969) マサ土の土粒子特性と工学的性質, 土質工学会九州  
支部講演会テキスト, 九州の特殊土の工学的諸問題 ppII-  
1 ~ 15

## 8 マサ土の斜面安定に及ぼす風化の影響 に関する研究

### 8.1 概 説

マサ土が特殊土とされる理由の一つは、ノリ面が他の土質に比べて不安定であるということが挙げられる。そこで、いま斜面の安定についての諸要素を挙げて考察する。まず、斜面の種類の上で区分すると、1) 天然斜面、2) 切取斜面、3) 盛土斜面、と三つに区分される。

また斜面の崩壊の原因の観点よりみると

- a) 素因：地山の風化度、土質、地質の構造
- b) 誘因：地表水、地下水の作用、水の浸透によるイオンの交換、切取、盛土による力学的均衡の欠除

などである。マサ土地山の風化度と斜面の安定性については村上ら(1966)

<sup>1)</sup> が行なった広範な現地実態調査によってその大要は示されている。また地表水、地下水の影響については田中ら(1970)<sup>2)</sup> が多くの研究を行ない安定性を検討している。一方、浸透水によるイオン交換の影響についてはマサ土ではないが、松尾(1962)<sup>3)</sup> の研究がある。このようにマサ土の斜面の安定については多くの研究があるがマサ土の場合とくに重要なのは斜面の経時変化である。

マサ土斜面は外気に接し温度変化や雨水にさらされるとじよじよに表層が劣化し崩壊していく。この現象は広義の風化作用にほかならない。岩石から土への風化作用については第2章で述べたが、このような変化はかなり長い時間を必要とする。しかし、工学的に問題となるのは、道路のノリ面のように切取ってから数年間に生ずるような変化である。そして、この変化は単に化学的な変化のみならず物理的、鉱物学的な変化をも意味している。そこで、以下、とくに切取斜面が切取られてから数年ぐらいの比較的短時間に生ずるような変化について現地調査により研究した結果について述べる。<sup>4)</sup> 調査地点は比叡山東麓の道路わきの切取斜面である。調査のねらいは切取斜面の上下方向の変化を長時間の風化過程とみなし、斜面より垂直深さ方向の変化を切取後に生じた変化とみなして、切取前の風化と

切取後の風化の関係、さらに、切取後の変化が鉱物学的、物理、化学的などのように表われるか、また強度との関係はどうかなどについて明らかにすることである。

## 8.2 研究方法

### 8.2.1 調査地点の概要

本調査を行なった切取斜面は古生層に貫入した黒雲母花崗岩地帯で約3年前に切取られた斜面である。この切取斜面では下部の風化のあまり進んでいない部分から上部の風化して粘土化の著しい部分まで比較的均質に、しかも連続的に変化している。下部の比較的風化の著しくない花崗岩でもツルハシで十分掘削可能である程度である。最上部の崖錘との境はマサ土がもとの花崗岩の組織を残していることから明瞭に区別できる。また最下部は風化して空ゲキができているけれども鉱物の変色は少なく雲母は黒色を呈するが斜面の中途から上部は黒雲母が褐色を呈し、土全体が褐色に着色していること、また長石が粘土化して指圧でつぶしうることなどから、肉眼的にもいくつかの段階に分けることができる。

### 8.2.2 試料の採取法

前記の斜面において図8.1に示すように、斜面上部より下部へ約1 m間隔にNo.1、No.2、…、No.6と測定点を設定し、斜面の表層部のみならず、斜面かの垂直深さ方向にも5、10、15、20 cmの各深さにおいて試料を採取した。試料は可能なものは乱さない状態で採取し、パラフィンシールして密度測定、溶脱試験に使用し、他は乱した状態で採取し、粒度分析、X線分析、化学分析に使用した。

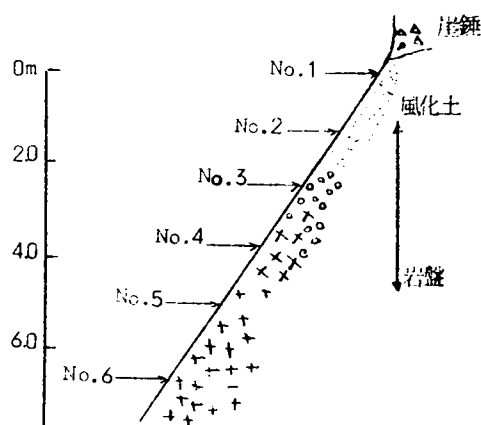


図8.1 切取り斜面の断面および試料採取位置

### 8.3 物理的性質の変化

前記の各試料についてなるべく粒子を破碎させないようにして粒度分析を行なった結果の一例を図 8.2 に示してある。これは斜面表層部の変化であるが斜面から垂直深さ方向にもやはり同じような傾向が得られ、斜面深部から斜面表層に向って細粒化していることがわかった。なお、斜面から垂直方向の変化は No. 2 地点で最大で No. 1、No. 3 以下では変化の度合いが小さい。

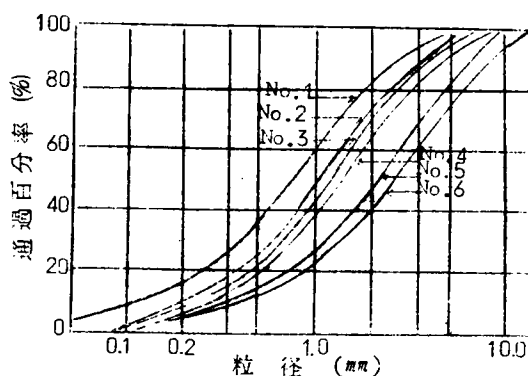


図 8.2 斜面表層部の粒度分析結果

つぎに乱さない試料について乾燥密度、含水比、土粒子の比重を測定した結果（表層のみ）は図 8.3 のとおりである。これによると乾燥密度は斜面上部から下部に向って一様に増加しているが、含水比は No. 1 で急激に増加し、No. 2 ~ No. 6 地点へと減少している。

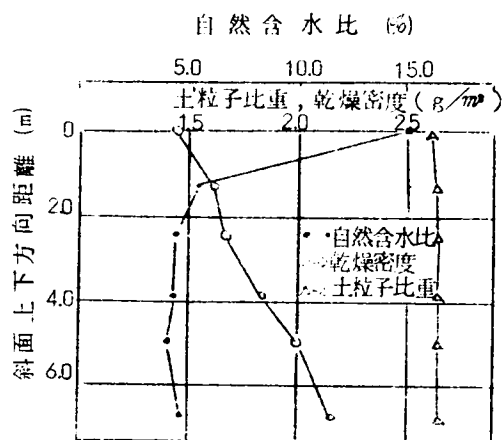


図 8.3 斜面表層上の物理的性質

一方、土粒子の比重はほとんど変化がなく、No. 1 のものがやや小さくなる。このことから切取前の物理的風化の度合いは密度にもっともよく表現されていることが明らかである。

### 8.4 鉱物組成の変化

採取した各試料が鉱物組成とくに粘土鉱物の種類の上でいかなる変化を

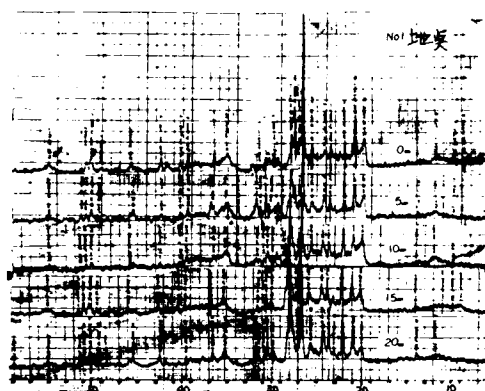


圖 8. 4 X 線分析結果

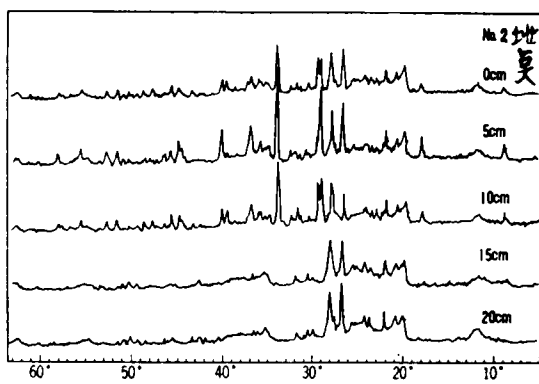


圖 8. 5 X 線分析結果

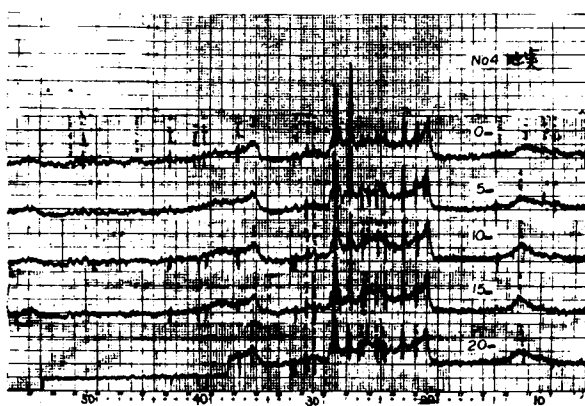


圖 8. 6 X 線分析結果



示すかを明らかにするため、各試料を水中に懸濁させ細粒部を浮上分離し、約  $3\mu$  程度にし、円心分離器によって沈降させたのち、 $110^{\circ}\text{C}$  恒温乾燥器に入れ、約 3 時間乾燥したものについて X 線分析を行なった。X 線装置は島津製 DZ 24 型であり、対陰極線は  $\text{Cu } \lambda = 1.540\text{ \AA}$  である。

この方法で分析した結果の一例 (No. 1、No. 2、No. 4) は図 8.4、8.5、8.6 のとおりである。

この結果から各鉱物を同定した。

また、X 線のみで粘土鉱物の量をきめることは現在の段階では困難であるが記録紙に表われたピークの高さで、その相対的量を表現すると斜面の上下方向ならびに斜面から垂直深さ方向の各地点における粘土鉱物の種類とその増減は図 8.7 のようになる。これによると一次鉱物 (元岩鉱物) は石英、長石のみであるが、二次鉱物 (粘土鉱物) はカ

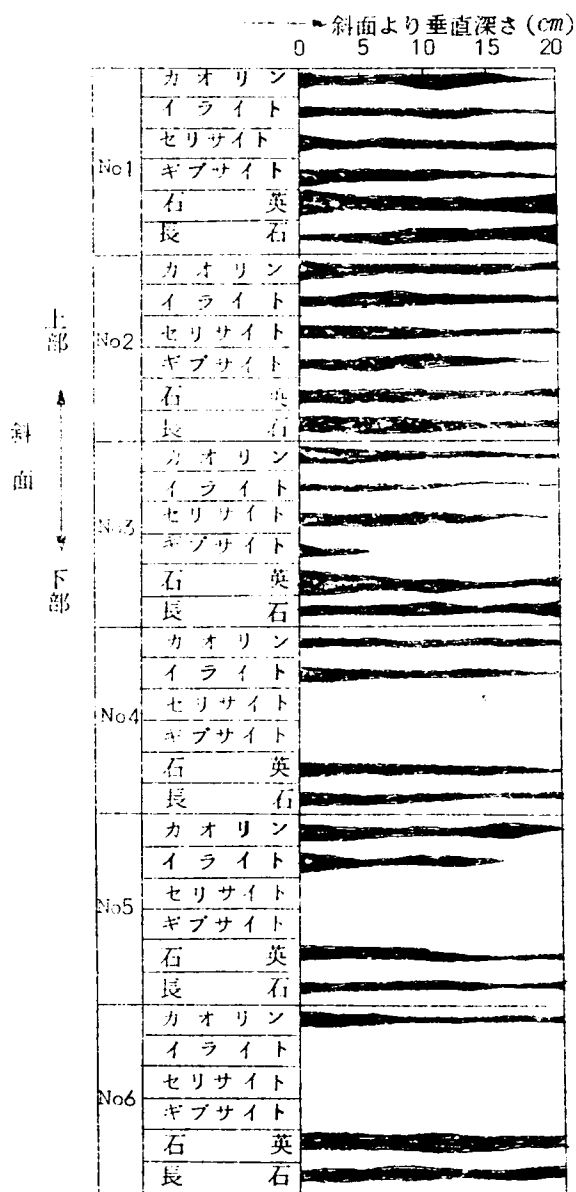


図 8.7 各地点における粘土鉱物の種類

オリン系鉱物（カオリナイト、ハロイサイト）、イライト、セリサイト、ギブサイトである。図8.7から斜面上部ほど粘土鉱物の種類が多い。さらにくわしくみるとイライトは $\#1$ から $\#5$ まで、カオリンは $\#1$ から $\#6$ まで、セリサイトとギブサイトは $\#1$ から $\#3$ までにみられる。そして、下部のもの（ $\#6$ ）では、カオリン鉱物と一次鉱物のみとなる。したがって切取前の風化層を特徴的な粘土鉱物で区分するとつぎのようになる。

1. ギブサイト層（ $\#1 \sim \#3$ ）
2. イライト層（ $\#3 \sim \#5$ ）
3. カオリン層（ $\#5 \sim \#6$ ）

また斜面上部で一次鉱物が多いのは粒子が細粒化されて、 $3\mu$ 以下になった石英、長石が多いものと考えられる。図8.7の基礎となっているX線記録紙のピークの高さは、その粘土鉱物の量のみでなく、結晶度によっても変化するといわれ、また、使った試料が全体の中のごく一部のものであるから、記録紙のピークの高さは絶対量を表現するものではない。すなわち、斜面上部のカオリン鉱物が下部のものに比べて大差ないのは、一定X線試料中に占める細粒の石英、長石が多くなるためであり、必ずしも斜面上部でカオリン系鉱物が増加していないことを示すものではない。

一方、切取り後の変化を斜面表層から垂直深さ方向の変化としてみると一般に、表層部（深さ0cm）のものは、それより深いものより石英の増加がみられ、とくに $\#1$ 地点は石英が増加し、長石が減少している。またカオリン鉱物は $\#1$ 、 $\#2$ 、 $\#3$ 地点では深部から表層に向かって増加するが $\#4$ 以下は一定かやや減少することもある。ギブサイトは一般に斜面深部から表層に向かって増加し、イライトも顕著ではないが深部から表層に向かって増加の傾向を示す。このことから切取前の風化変質の状態は粘土鉱物の種類の上で明瞭な差がみとめられるが、切取後の変化（斜面に垂直深さ方向の変化）は前者に比べてそれほど顕著ではなく、カオリン鉱物、ギブサイトの量がわずかに増加する程度であり、その増加の様子は切取前に風化の進んでいる所において著しい。そして石英、長石が増加することは、切取り後の変化が、土粒子の細粒化にかなり大きく影響されることを示すものである。

## 8.5 化学組成の変化

前記の鉱物組成の変化が化学成分の上にどのように反映されるかをみるため、各試料（現地から採取したまま）について、主成分の分析を行なった。その結果は図 8.8 のとおりである。

分析法としては、 $\text{SiO}_2$  は炭酸ソーダ溶融法により、他はフレイムスペクトロフォトメータによった。

その結果、一般に、斜面の上下方向にみると下部から上部にわたって、Na, Ca, Fe は減少するが、 $\text{SiO}_2$  はほとんど変化しない。また、斜面表層から垂直方向にみると斜面深部から表層に向かって、Na, Ca, Fe は減少し、 $\text{SiO}_2$  はむしろやゝ増加きみとなる。

このことから、切取り前の風化変質は機械作用による細粒化とそれに伴う  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  の化学作用の結果、長石、雲母が分解し変質して Fe, Ca, Na などを分離したものと考えられる。また、切取り後の斜面垂直方向の変化もやはり、これらの元素が、雨水の作用によって失われた結果であろう。

ただ、切取り前の状態は、変質はしていても、極端な浸透水の影響を受けていないので、分離した元素がまだ一部粒子の表面、間ゲキ中に存在しており斜面が、切取られ、激しい流水、雨水にさらされると比較的急激に溶脱されるので、切取り後の変化が切取り前の長時間の変化に比べかなり顕著なものになるものと推定される。

なお、 $\text{SiO}_2$  が斜面、表層でやゝ増加するのは、他の元素が減少するので見かけ上増加していると考える。

粘土鉱物の変化と化学成分の変化を比較すると正長石 ( $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ )、斜長石 ( $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \sim \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ) からカオリン鉱物 ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) となり、カオリン鉱物の生成により Ca, K, Na などが分離されること、すなわちカオリン鉱物やギブサイト ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ) の生成していることは Ca, K, Na の減少を意味するものであり、化学分析の結果もこれをうらづけている。

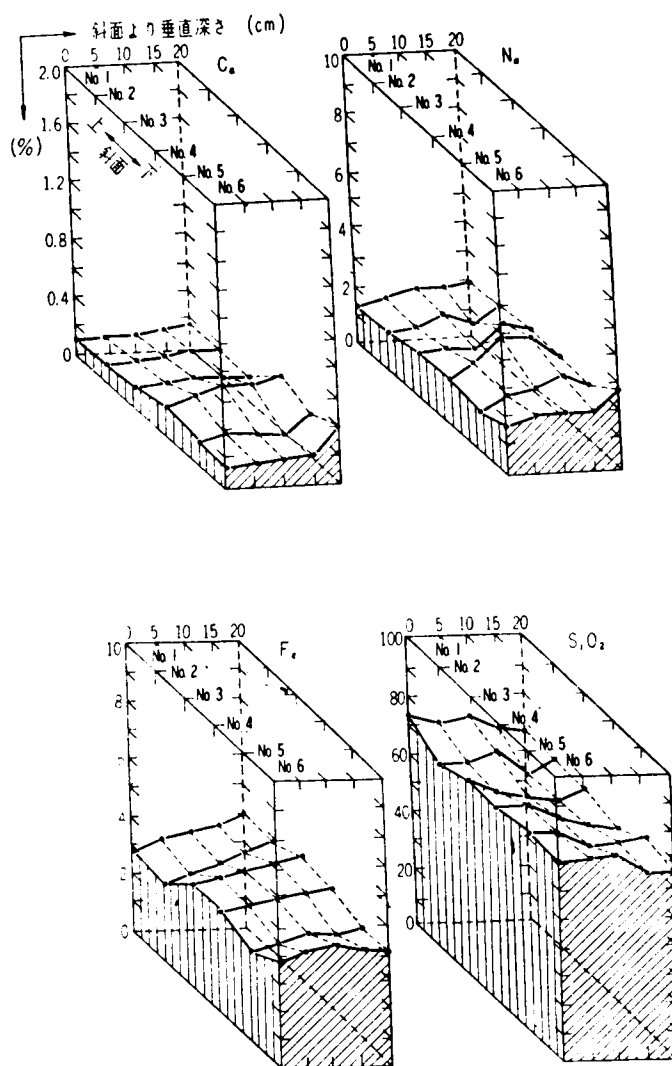


図 8.8 化 学 組 成

## 8.6 セン断強度の変化

前記の質的变化は当然、強さの変化として反映されるはずである。このような不安定な状態にある土粒子はわずかの衝撃によっても簡単に破壊されてしまうので成形した乱さない試料による強さ試験は不可能に近い。しかしマサ土の場合、乱すとほとんど粘着力はないが、乱さない状態ではある程度の粘着力（付着力）を有しているものと考えられる。したがって乱した試料よりも乱さないで現地の状態で行なう試験の方が他の資料との対応を調べる上で好ましいと考え、つぎのような方法で現地セン断試験を行なった。

すなわち、斜面に平行に面積  $80\text{ cm}^2$  の鉄板をあて、その周辺にあけた孔に鋼製のクギを斜面深部方向に  $2\text{ cm}$  打込み、クギによって斜面の土を拘束し、別に作ったアンカーにより反力を得て、この板に垂直荷重をかけ、その荷重を適当に変化させていったときの引張り強さ（セン断強さ）を測定し、一面セン断試験と同様の要領で、みかけの粘着力  $c$ 、内部摩擦角（セン断抵抗角） $\phi$  を決定した。その結果は図 8.9 のとおりである。

この結果によると、 $\phi$  は斜面上部から下部に向かって一様に増加している。これは、図 8.1、8.2 からわかるように、土粒子が細粒化すること、密度が減少することから生ずる結果であろう。

一方、粘着力  $c$  は斜面下部より上部に向かってじよじよに減少し、 $\#2$  で最小になり、さらに上部の  $\#1$  でまた増加している。この原因については  $\#2$  以下の部分は原岩の生成当初から持っていた結晶粒子間の付着力すなわち、結晶原子の相互の吸引力によるものであり、これが風化の進行とともに、結晶格子中の原子が離脱し、結合力が切れて弱くなっていく部分と考えられる。この過程で、元素の一部は粒子の表面や間ゲキに残存しており残存強さの原因の一つになっている。

また、 $\#1$  でふたたび、強さが増加することについては、 $\#2$  以上の部分は粒子が細粒化し、いわゆる普通土と同じように含水量の変化によって粘着力が変化する部分と考えているが、その原因については今後さらに検討を要する。

さらに、斜面表層から垂直深さ方向にみると、 $c$ 、 $\phi$  とも表層で小さく

なっている。そして、最も風化の進んだ斜面上部は変化の程度がやゝ小さい。

また $\#2$ 付近は $\#3$ 以下に比べてやゝ大きい。これは、 $\#2$ 付近が最も変化しやすいことを意味するものであろう。表層に向かって、 $c$ が減少することは切取り

後の変質による、粒子の粘土化よりも、間ゲキの増加

や、粒子周辺の残存イオンの溶脱による影響の方が大きくきいてくると考えられる。

したがって、このように比較的短時間における強さ変化の場合のおもな原因には、もともと不安定な状態にある土粒子が雨水、浸透水などにさらされ、空ゲキや、粒子のまわりにかくろうじて残存させているイオンを急激に溶脱すること、また、温度変化による機械的作用による空ゲキの増大、ひいては土粒子の変質が考えられる。

### 8.7 溶脱試験による強度変化

上記のような現象を実験的に明らかにするため、かろうじて成形可能な程度に風化した試料( $\#5$ の深部)を取り、約 $100g$ に成形し、透水セル(径 $6cm$ 、長さ $5cm$ )に入れ、セルの空ゲキをパラフィンで充テンして、炭酸ガスを吹込んだ蒸留水を浸透させた。そして、各試料に $0$ 、 $100$ 、 $200$ 、…… $600cc$ をそれぞれ浸透させ終ったものについて、一面セン断試験を行なって強さの変化を調べた。そのときの垂直荷重は $0.4kg/cm^2$ であった。その結果は図8.10に示すとおりである。

また、浸透した炭酸水の中に溶出した元素を調べると図8.11のようになり、とくに $Ca$ が多く、次に $Fe$ 、 $Mg$ 、 $Na$ の順に小さくなる。また、最初の $200cc$ ぐらいで、大部分溶出してしまい、それ以上の浸透水中には

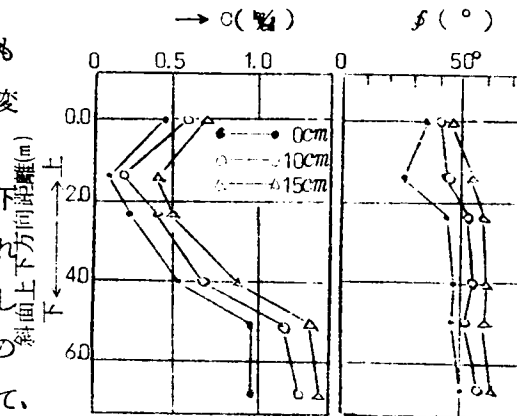


図 8.9 セン断試験結果

ほとんど溶出しなくなる。

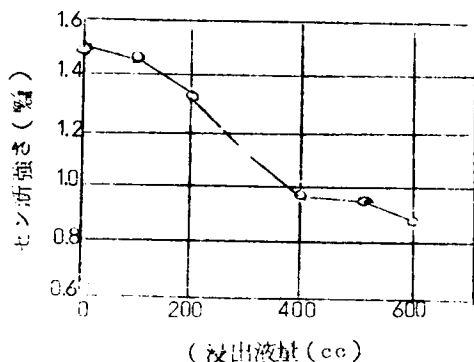


図 8.10 浸出量とセン断強さ

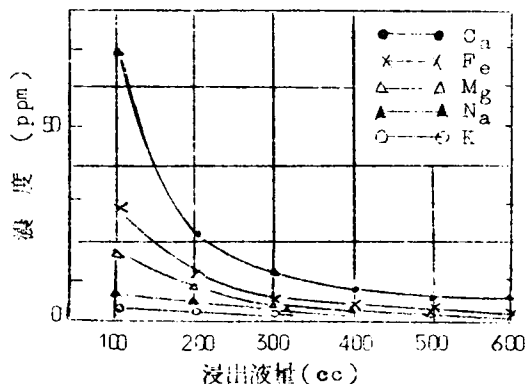


図 8.11 浸出量と溶出元素

強さの変化もこれと同じ傾向を示し、最初の 200～300 cc ぐらいまでに強さの低下が著しい。

このことから、この程度に風化を受けた花崗岩（マサ土）は、炭酸水的作用により粒子表面や、間ゲキ、接着点などに残存している元素を急激に溶脱して強さを失うものであり、雨水、浸透水などが切取り斜面の強さ低下にかなり大きな影響を及ぼしていることがわかる。

## 8.8 結 論

前述の結果を要約すると、

- (1) 花崗岩の風化残留土は、風化の進行に伴って密度が減少し細粒化する結果、自然含水比が増加してくるが、土粒子の比重は大した変化はない。したがって、風化度の判定の規準として密度の測定が有効である。
- (2) マサ土地帯で切取りを行場合、切取り後の変化は、切取り前の風化変質の度合に影響される。

切取り前の風化による粘土鉱物の変化は、粘土鉱物の種類の増加として表現されるが、切取り後の変化は粘土鉱物の種類の変化よりも量的変化、一次鉱物の細粒化として表現される。切取り前の風化層を特徴的な粘土鉱物で区分すると、上部から下部へギブサイト層、イライト層、カ

オリン層となる。切取り後の変化の著しいのは、一般に切取り前に風化が進んでいる所であるが、切取り前にあまり変質が進みすぎたものはかえって切取り後の変化が小さい。

- (3) 切取り以前による化学成分の変化は、一般に Fe, Ca, Naなどが減少する。切取り後の変化も同様の傾向であるが、切取り後の方がむしろ顕著である。これは、土粒子の結晶のまわりに遊離した元素が一部残在しており、これが切取り後に雨水にさらされ急激に溶脱されるためであろう。
- (4) マサ土斜面における強さは、風化の度合とよく対応する。そして、切取り後の変化は切取り前の状態を反映している。しかし、切取り前に著しく風化したものは、切取り後においてそれほど顕著な変化を示さない。これは、すでに風化が終局の状態に達しているものと考え得る。
- (5) 切取り後、急激に強さの低下を起こす原因の一つとして粒子のまわりの残存遊離元素の溶脱があることが実験的に明らかとなった。

## 参 考 文 献

- 1) 村上良丸、宮内東洋(1966)花崗岩類分布地域の法面処理の実態, 道路, Vol.307, pp.65~69
- 2) 田中茂(1970)マサ土の工学的性質とその取扱い指針(第7章斜面の安定), 土質工学会マサ土研究委員会出版, pp99~132
- 3) 松尾新一郎(1962)斜面安定におけるイオン交換の影響について, 土と基礎特集号№6, pp.33~40
- 4) 松尾新一郎, 西田一彦, 山下親平(1968) Weathering of the Granite Soil and Its Influence on the Stability of Slope, Mem.Fac.Eng.Kyoto Univ., Vol.30 Part 2, pp.85 93



## 9 マサ土の突固め特性に関する研究

### 9.1 概 説

マサ土を盛土や道路の路盤に利用する場合、突固め特性が重要な要素となる。一般にプロクターの原理によって、一定エネルギーの突固めの下で得られる最大乾燥密度と最適含水比は、土の粒度や種類によって変化するとされている。そして砂質土では粘性土に比べて高い密度が得られるとされている。しかしマサ土の場合、必ずしもこのような一般論が適用されるとは限らない。というのは、土粒子自身が他の土質に比べて特異なものであるからである。

マサ土の突固めの特性についての研究は決して少ないとは云えない。たとえば、Henry and Grace(1948)<sup>1)</sup> はホンコンのマサ土の突固め特性を明らかにし過転圧現象のあることを明らかにした。また谷本(1958)<sup>2)</sup> も六甲山地のマサ土について同様の現象を認めている。一方、久保田ら(1967)<sup>3)</sup> は有色鉱物の多いマサ土の突固め実験を行ない、土粒子の破砕が重要であることを指摘している。

このような研究は、しかし、ある特定地域のマサ土の性質を述べたにすぎず、特性の原因についてマサ土の土粒子特性の観点からは追求していない。そこで本章では主として、土粒子特性の観点から突固め特性を明らかにし、これと強度特性との関係を統一的に論ずる。

### 9.2 鉱物組成と突固め特性

マサ土の鉱物組成は既述のように有色鉱物量によって代表的に表現されるので、主として有色鉱物の影響をみるため、粒度が $0.074 \sim 2.00 \text{ mm}$ 同一のマサ土に、同一の粒度の有色鉱物を添加混合したものについて突固め試験を行なった。まず、有色鉱物の極端に多いマサ土(有色鉱物:石英長石=75:25)と、石英長石のとくに多いマサ土(有色鉱物:石英長石=5.5:94.5)を選び、粒度が $0.074 \sim 2.00 \text{ mm}$ になるように調整したものを0、25、50、75、100%の割合で混合した。これを一

面セン断試験機のセルに入れ、突固めエネルギー( $2.5 \text{ kJ} \times 1.0 \text{ cm} \times 2.0$

回)で突固めると突固め曲線は図 9.1 (a)のとうりである。<sup>4)</sup>

また突固めたものの一面セン断試験の結果は図 9.1 (b)(c)のとうりである。これによると、一般に有色鉱物がふえると乾燥密度は低下しピークはなめらかになって含水比の大きい方に少しづれる。そして、粒子が細粒化しようになる。が、突固め後の粒度分析によると、粒子の変化はあっても鉱物組成による変化は小さいことから、これは土粒子鉱物固有の特性によるものと考えられる。またセン断試験の結果によると、粘着力 $c$ は有色鉱物の増加とともに最大値は減少し、ピークは含水比の高い方に偏り、含水比がかなり増加しても減少

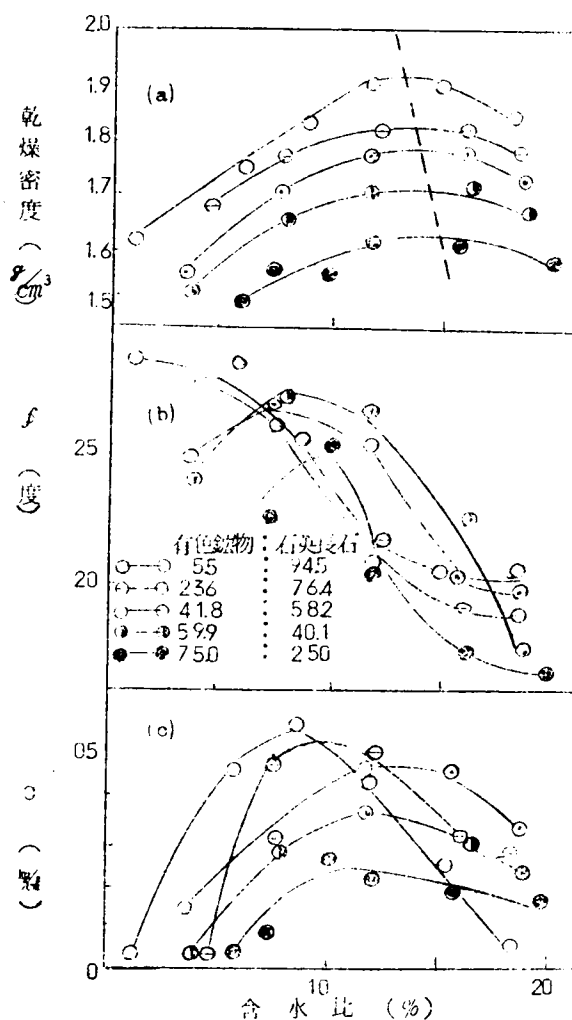


図 9.1 有色鉱物と突固め土の特性

が少ない。一方内部摩擦角 $\phi$ は $c$ ほど顕著な差を示さない。したがって、このマサ土の強度変化は粘着力が主に影響しているものと考えられる。とくに、有色鉱物に対しては粘着力に影響する水の作用機構が普通土と異なるものと考えられる。有色鉱物の多いものが突固め密度が上りにくい原因としては土粒子特有の形態・結晶構造によるもので、形態が板状であり、

かつ、粒子が大きくても粘性土のような挙動を示すこと、また、風化した有色鉱物は結晶内の劈開がゆるんで多くの水分を吸収して膨張するので、固めエネルギーが有効に作用しないためと考えられる。

有色鉱物の多いものが砂質土でも粘性土的性質を示す原因をさらに究明するため、つぎのような実験を試みた。すなわち、有色鉱物の特徴である劈開面は、風化の進んだ細粒子でその影響が顕著であると考えられるので、 $0.074\text{ mm}$ 以下の有色鉱物からなる試料を、 $\text{KCl}$ （2.5%）の水溶液と混合し、約1週間放置して自然蒸発乾燥させた。これによって $\text{K}$ イオンは劈開間ゲキに侵入固定されたと考え、 $\text{KCl}$ 処理しないものと有色鉱物の少ない石英・長石土を比較するため、貫入試験、透水試験を行なった。その結果は図9.2(a)(b)(c)のとうりである。<sup>4)</sup>これによると、無処理のものは乾燥密度が低く、含水比が増加しても強度の減少は少ないが $\text{K}$ 処理を行なったものは乾燥密度が大で強度は上るが含水比の大きい所で無処理土より強度は小さい。また、透水係数は $\text{KCl}$ 処理のものは無処理のものに比べ含水比のはるかに高い所で最小になる。また、同一粒度の石英・長石質土と $\text{KCl}$ 処理土は非常に類似していることから、 $\text{KCl}$ 処理によって石英・長石土の性質に近づくような変化が起っているとみられる。このことについて考察すると、つぎのようである。

すなわち、有色鉱物は結晶が板状で風化によって劈開間ゲキが発達し、陽イオンが離脱し、 $\ominus$ 電荷をおびていて水分 $\text{H}^+$ を吸着している。この水は吸着水で潤滑水とはならず、粒子内に存在するので含水比の高い所でも強度がそれほど低下しない。この劈開間ゲキを $\text{K}$ イオンで固定してやると図9.3のように、吸着水の入り込むゆとりが少なくなり土粒子が収縮して密度、透水性が増加するものと考えられる。また、このことは、密度を一定にした場合の透水係数の点でみると、無処理土より $\text{KCl}$ 処理土の方がはるかに大きいこと、ならびに、水中の沈降容積が $\text{KCl}$ 処理土の方が小さいことなどからもうかがえる。これらは有色鉱物粒子固有の特徴である。

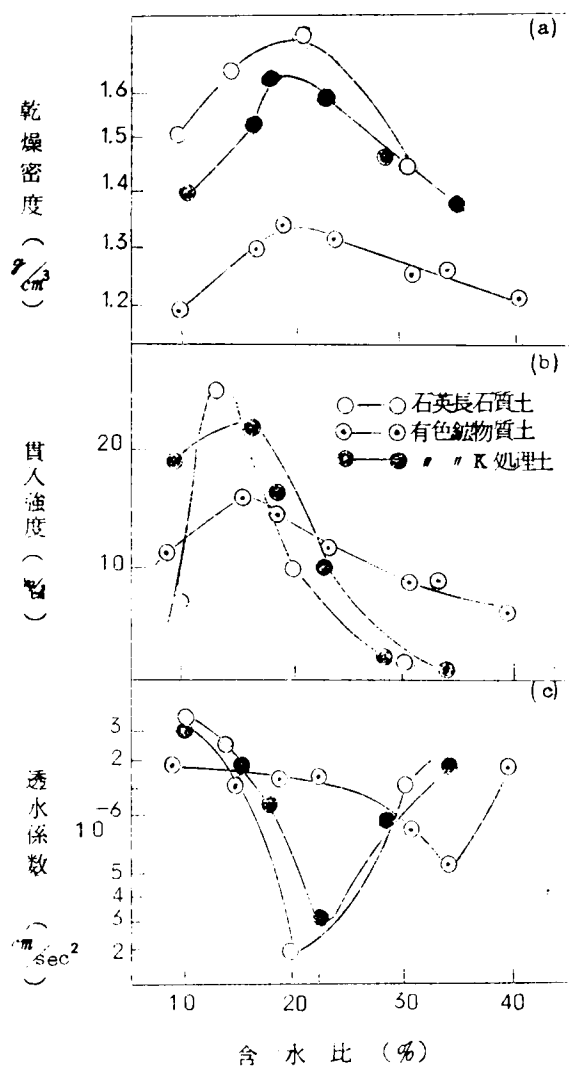


図 9.2 有色鉱物の構造変化

有色鉱物粒子の模式図

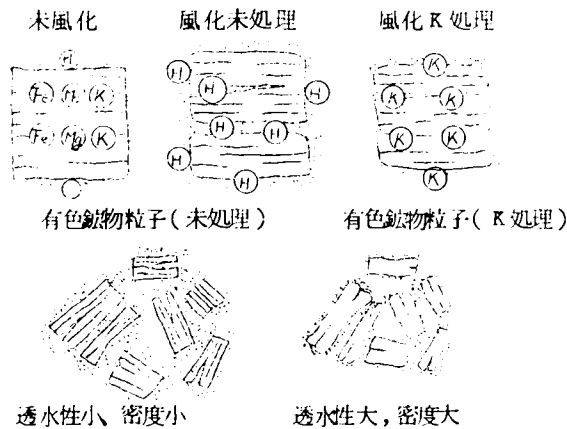


図 9.3 土粒子の構造概念

### 9.3 風化度と突固め特性

#### 9.3.1 土粒子の風化度と突固め密度

土粒子の風化度と突固め特性の関係は重要である。いま土粒子の風化度を長石比重 ( $Gsf$ ) で表現し、 $Gsf$  の種々異なる試料で、有色鉱物量が 10% 近くの試料を選び、粒度を  $0.074 \sim 2.0 \text{ mm}$  同一としたときの各試料の突固め曲線は図 9.4 のとおりである。ただし、突固めは小型のモールドを用い、突固め仕事量は JIS A1210 と同じである。これから風化度の大きいものは同一粒度でも  $\gamma_{dmax}$  が小さくなる。そして、最適含水比は風化度が大きくなるとやや大きくなる傾向があるがその変化は少ない。

図 9.5 は上記以外の多くの試料について同様の実験を行なったものであるが、この場合有色鉱物量も変化があるので、風化度と有色鉱物量の二要素で表現した。これによると、有色鉱物量が多く、風化度の大きいもののほど最大乾燥密度が小さくなる傾向が明瞭である。

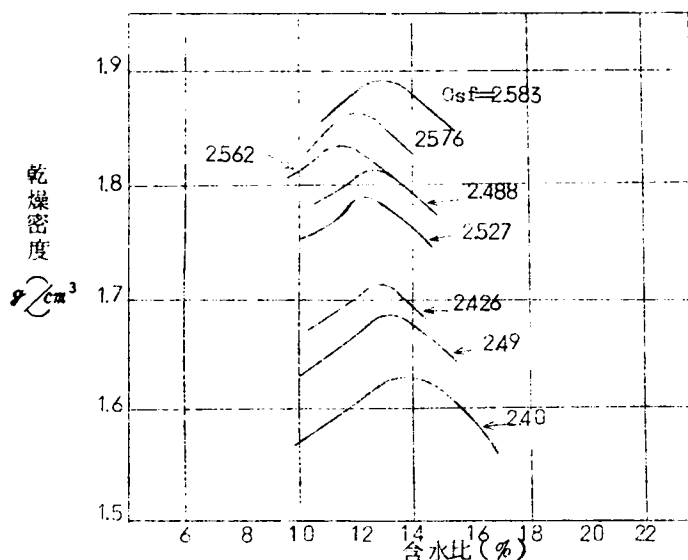


図 9. 4 長石比重と突固め曲線

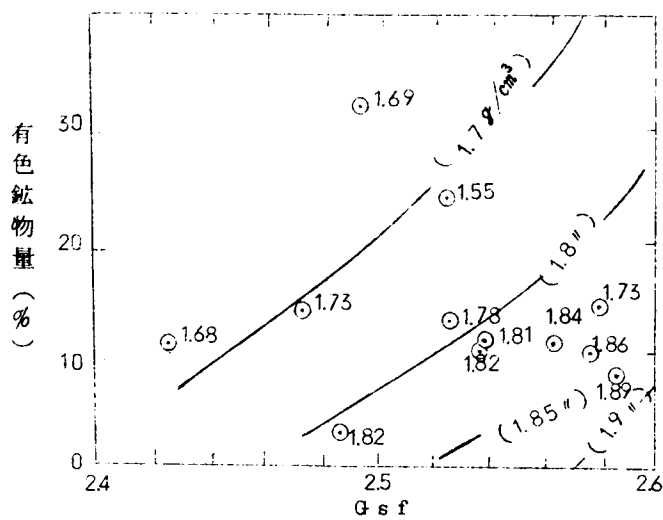


図 9. 5 土粒子特性と突固め密度の関係

### 9. 3. 2 風化土粒子の突固めによる粒度変化

#### 1) 粒度変化

突固めに伴う粒度の変化をみるため、風化度の大きい比叡山のマサ

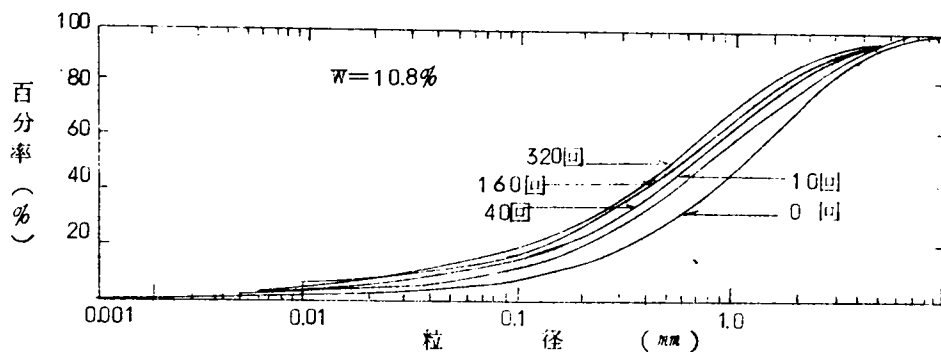


図 9.6 突固め土の粒度変化

土を C B R 試験用モールドおよびランマーを用いて 5 層で 1 層当り突固め回数を増加させて突固めを行なった。そのときの粒度変化は図 9.6 のとおりである。

図によれば、突固め回数が増加すれば粒度加積曲線は、細粒側に移動するが、突固め回数に比例的に変化するのでなく、ある限界以上になるとそれほど変化しなくなる。

そして、破砕は  $0.48 \sim 4.8 \text{ mm}$  の部分が多いことがわかる。

つぎに粒度変化の様子をさらに詳しく検討するため、Petijhon<sup>5)</sup> によって提案されたつぎのようなパラメーターによって表現してみる。

$$\text{中央径 } M_d = D_{50}$$

$$\text{偏 差 } D_v = \frac{1}{2} \log_{10} (D_{75} / D_{25})$$

$$\text{歪 度 } S_R = \frac{1}{2} \log_{10} \frac{D_{75} / D_{50}}{D_{50} / D_{25}}$$

$$\text{尖鋭度 } K_t = D_v / \log_{10} (D_{90} / D_{10})$$

これによって、突固め回数と含水比が変化した場合のパラメーターの変化を図 9.7、9.8、9.9、9.10 に示す。

これらの突固め以前の試料にもバラツキがあるので、図には平均したものを直線で記入してある。

これによると、 $M_d$  については、当然、突固め回数の増加とともに小さくなるが、含水比との関係を見ると、最適含水比より少し小さい

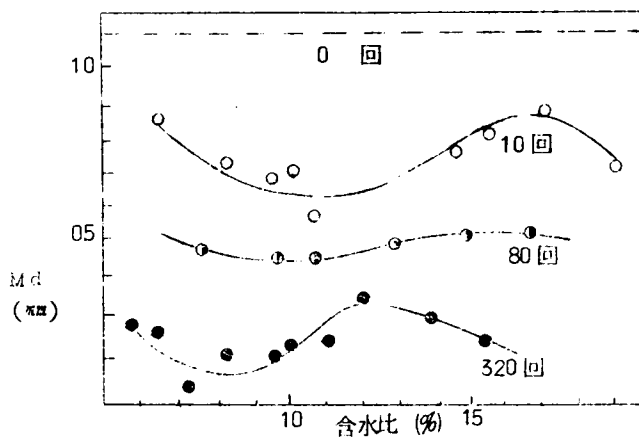


図 9.7 含水比と Ma

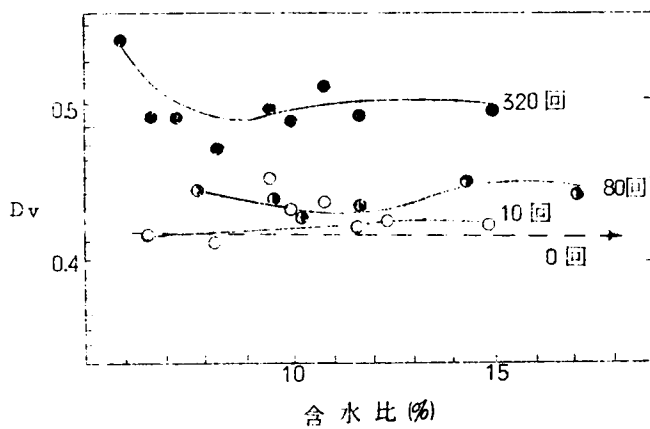


図 9.8 含水比と Dv

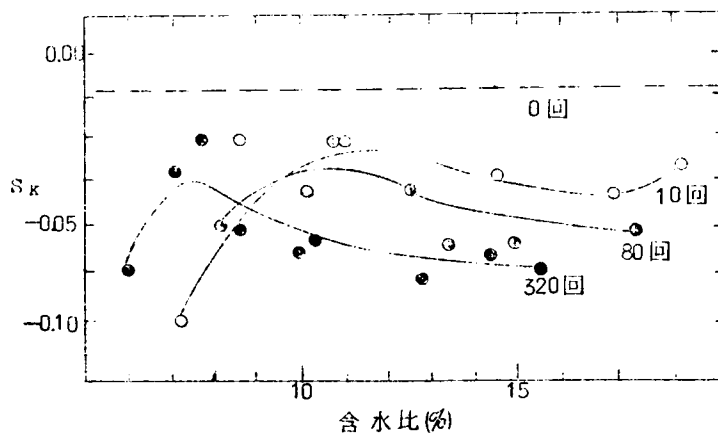


図 9.9 含水比と Sk



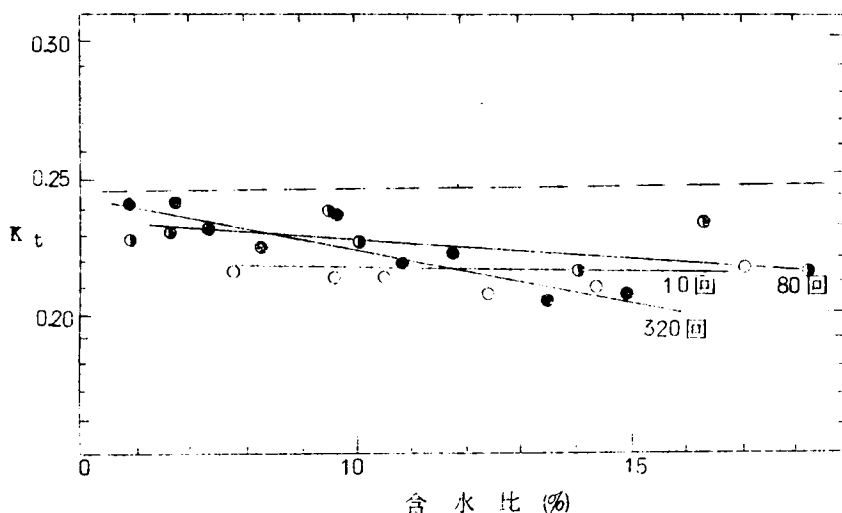


図 9.10 含水比と  $K_t$

ところで破碎が最も多くなる。久保田らの結果によると、有色鉱物の多い場合は最適含水比より少し多い含水比のところでは破碎が多いと述べている。

つぎに粒度分布の良否を表わす  $D_v$  についてみると、突固め回数の増加とともに  $D_v$  が大きくなる。つまり、粒土分布が良くなることがわかる。しかし、含水比との関係は明瞭な関係がないようである。

また、粒度のかたよりを表わす  $S_R$  についてみると、これも突固めエネルギーの増加とともに(－)側に大きくなっていく。そして最適含水比よりかなり小さいところで一つの山があるようである。このことは、突固めにより、細粒分が増え、頻度分布の山が、粗粒側にかたよった分布になっていることを示す。

最後に、頻度分布の尖り度、つまり、中央値のところに集中しているかどうかの目安になる  $K_t$  についてみると、突き固めエネルギーによって顕著な差はなく、ただ、含水比の増加とともにやや減少することがうかがえる。

このように人工的に拘束された状態で突固める場合、土粒子は大きなものから細粒側(シルト、粘土分)へ極端に変化し、中央部のものは

あまり変化しないことが特徴である。これは、構成粒子が、何種かの鉱物粒よりなっていて、全てが一様にこわれるのではなく、ある種の鉱物粒子が、不連続的に大きなものから中間的なものを経ずにすぐに細粒化することに原因しているのであろう。

## 2) 土粒子の選択性破碎

マサ土は既述のように突固めによってかなり土粒子が破碎される。このような破碎現象はマサ土の大きな特徴の一つであるが、鉱物粒子単位でみると、必ずしも一様に破碎しているのではなく、土粒子の鉱物種によって破碎の機構や程度が異なるものと考えられる。

そこで、ここでは、主として、つぎのような考え方に従って実験を行なった。マサ土を構成する一次鉱物粒子は既述のように、石英、長石、雲母の三種である。そして、各々、個有の化学成分をもっている。マサ土が、突固めによって破碎され、表面積が増加すれば、その表面から水中に溶出する化学成分も多くなるはずである。したがって、溶出成分の量の多少から、破碎されやすい鉱物種や破碎過程がわかるものと考えた。

まず、1) で述べた突固めに使用した試料のうちから、フルイにより  $2.0 \sim 0.85 \text{ mm}$  のものをふるい分けた。その鉱物組成は石英、長石、雲母の比が  $3.6 : 1.7 : 1$  のものである。これを JIS A1210 の突固め試験用モールドに  $200 \text{ g}$  入れ、重量  $4.3 \text{ kg}$ 、落差  $45 \text{ cm}$  のランマーで突固め回数を  $50 \sim 800$  回に変化させて突固めた。この場合、破碎の過程にとくに注目するため、通常の実験条件よりかこくな条件で行なった。

突固め後、各試料を  $10 \text{ g}$  とり、 $\text{HCl}$   $3.5\%$  の水溶液  $50 \text{ cc}$  中に入れ、 $0.5$ 、 $1.0$ 、 $1.5$ 、 $2.0$  時間攪拌した別々の試料をろ過し、そのろ液について、主要溶出成分、 $\text{Na}$ 、 $\text{K}$ 、 $\text{Ca}$ 、 $\text{Fe}$ 、 $\text{Mg}$ 、 $\text{SiO}_2$  を定量した。定量法は、 $\text{SiO}_2$  以外はフレイムスペクトロフオトメーターにより、 $\text{SiO}_2$  はモリブデン青法による比色分析によった。

以上の方法により、突固めたときの土粒子の破碎状況は図 9.11 のとおりである。

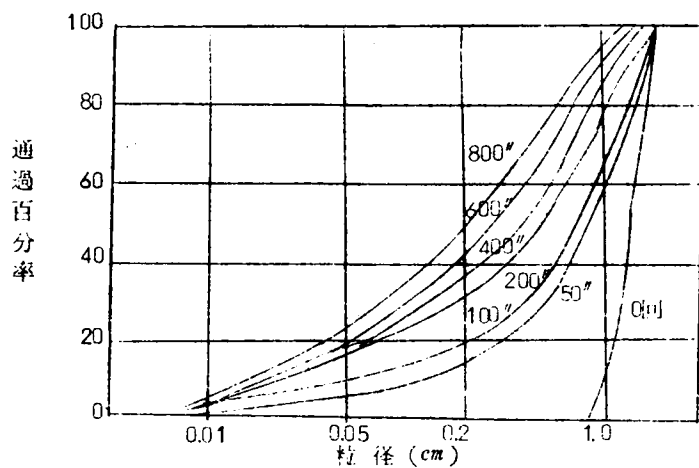


図 9.1 1 試料土の粒度

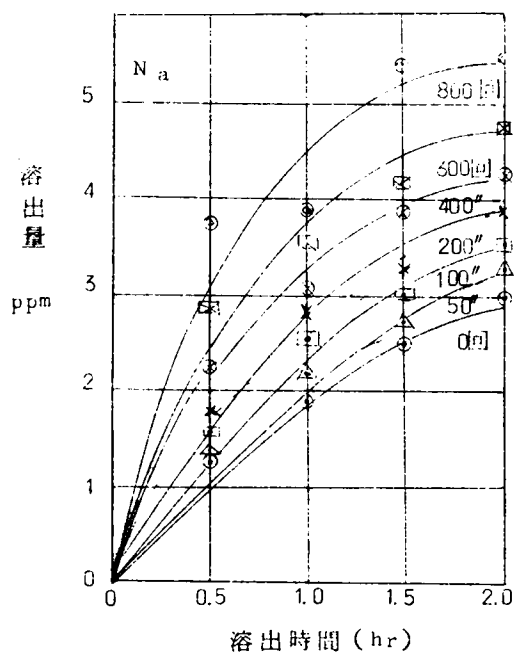


図 9.1 2 Na の溶出量

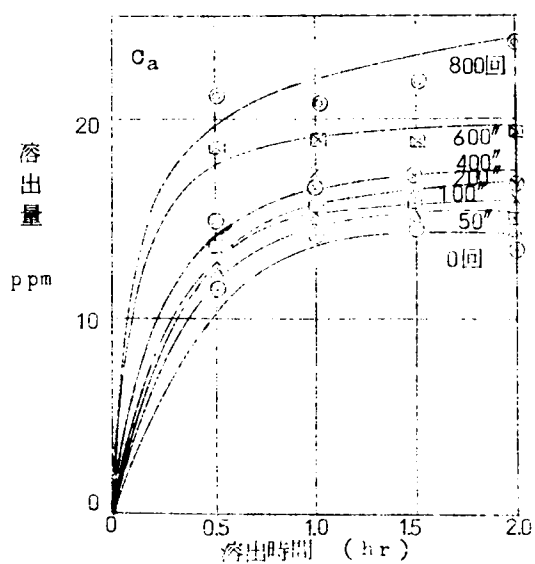


図 9.1 3 Ca の溶出量

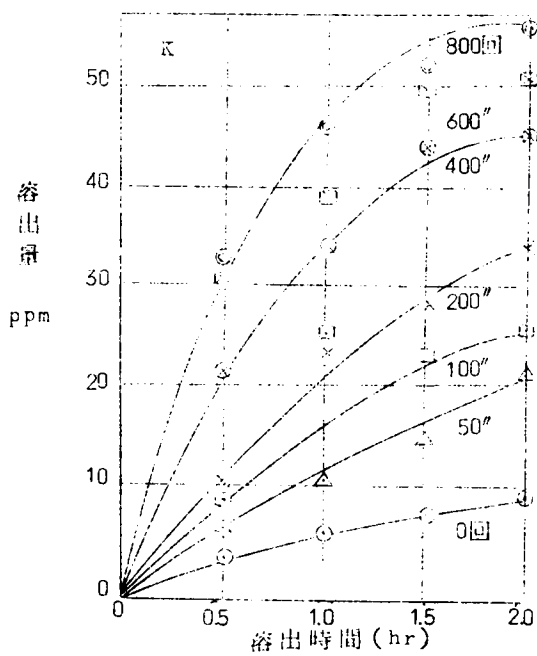


図 9.1 4 K の溶出量

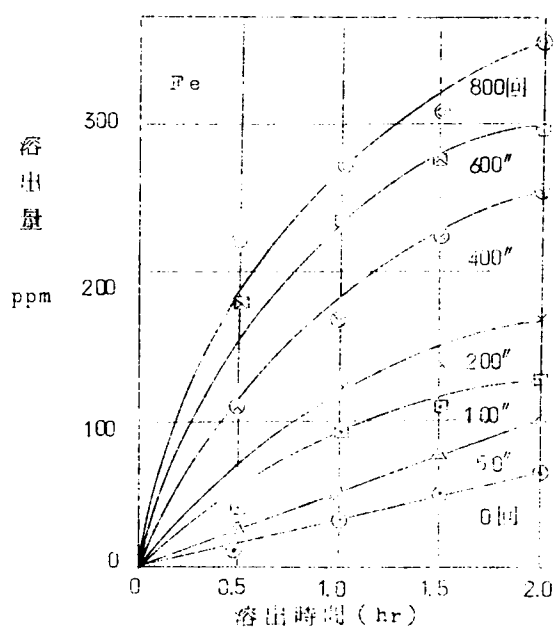


図 9.1 5 Fe の溶出量

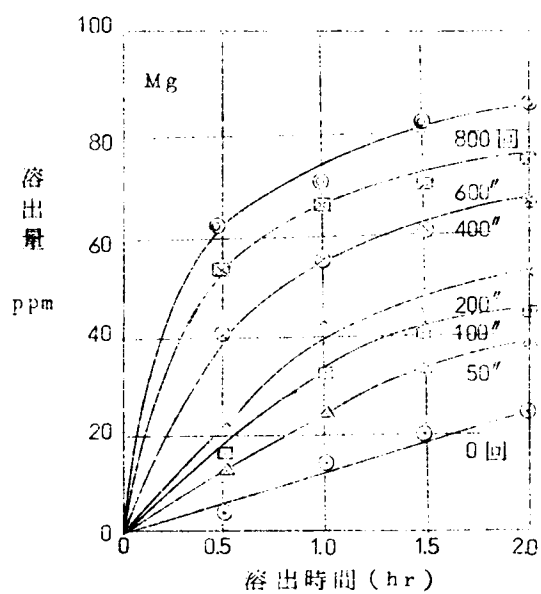


図 9.1 6 Mg の溶出量

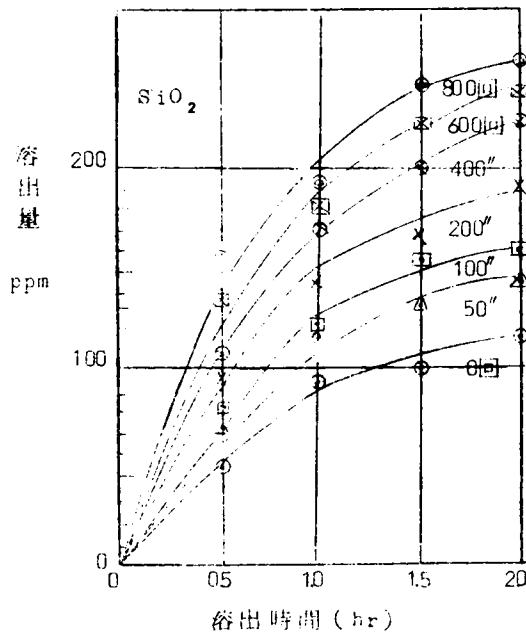


図 9.17  $\text{SiO}_2$  の溶出量

また、突固め回数が増加する場合の各元素の溶出量の変化は図 9.1 2、9.1 3、9.1 4、9.1 5、9.1 6、9.1 7 のとおりである。この場合、溶出量は 5.0 cc 中にて溶けた各元素の濃度を ppm 単位で表したものである。

一般に、突固め回数が増加するにともなって各元素の溶出量が増加して来るが、時間と溶出量の曲線は初期ほど勾配が大きく、溶出時間の長い所では勾配がゆるくなる。また、溶出量の絶対量は Fe,  $\text{SiO}_2$ , Mg などがとくに多く、Na, Ca, K などは少ない。

これから、Fe, Mg を含んだ鉱物の破碎が多いことは推定されるが、さらにくわしく検討すると、各鉱物の化学組成はつぎのように表わされている。

- 1) 石 英  $\text{SiO}_2$
- 2) 長 石    a) 斜長石  $[\text{Ca}, \text{Na}] \text{Al Si}_{2-3} \text{O}_8$   
              b) 正長石  $\text{KAl SiO}_3$
- 3) 黒雲母  $\text{H}_2\text{K}(\text{Mg} \cdot \text{Fe}^{++})_3(\text{Al} \cdot \text{Fe}^{++})\text{Si}_2\text{O}_{12}$

いまの場合、これらの3鉱物に含まれている個有の元素に着目し、その変化をみれば各鉱物の破碎特性がわかるはずである。そこで、つぎのような仮定を行なう。

- 1) 各鉱物は元素を均一に含むこと。
- 2) 各鉱物の各元素は表面積に比例して溶出すること、すなわち、表面積が変化しても、単位表面積から溶出する元素の時間当りの割合は一定であること。
- 3) 各鉱物の単位表面積から溶出する各元素の比は一定であること。

この仮定が成立するとすれば、各試料の一定時間に溶ける量はその総表面積に比例すると考えてよい。

しかし、図 9.1 2 ~ 9.1 7 のように、一定時間に溶ける量は時間がたつにつれて変化していく。つまり、溶液の溶解能力が減少していくからある時刻における各試料の溶解量は一定濃度にもとづくものではない。したがって、溶解量を破碎の目安としても、溶解量は時間とともに変わるので、正確には時間が0のときの初期溶解速度 ( Initial Rate ) を知らねばならない。

固体物質の溶媒への溶解について、Hixson, Crowell らの研究によると、次式で示される。

$$-\frac{dm}{dt} = k \cdot S (C_s - C) \quad \dots\dots ( 9.1 )$$

ここで、 $C_s$ : 飽和濃度、 $k$ : 速度定数

$C$ :  $t$  時間後までに反応した濃度

または、

$$-V \frac{dm}{dt} = k \cdot S (m_s - m_0 + m) \quad \dots\dots ( 9.2 )$$

ここで、 $V$ : 溶媒の体積、 $m_s$ : 飽和濃度における粉体固形分

$m_0$ : 粉体固形物の初期の量、 $m$ :  $t$  時間後の粉体固形分

いま、溶液中に溶けた粉体量を  $m_d$ 、また、 $m_d/m_s = W$  とすれば

$$V \frac{dW}{dt} = -k \cdot S (1 - W) \quad \dots\dots ( 9.3 )$$

$$\int \frac{dW}{1-W} = - \int \frac{kS}{V} dt \quad \dots\dots (9.4)$$

ここで、 $V$ 、 $k$ 、 $S$ を一定とすると、

$$1-W = \frac{ms - md}{ms} = e^{-\frac{kS}{V} t} \quad \dots\dots (9.5)$$

となり、飽和濃度と溶解濃度との差が、つまり溶液の溶解能が時間とともに指数数的に減少することになる。

しかし、実際には溶解が進むに従って表面積 $S$ の絶対値が減少して来るはずである。そして、だんだん、粒子が溶解して小さくなればこの式は適合しなくなる。したがって、溶出速度は $t=0$ のときの溶解量を求めるため、つぎのような方法によった。<sup>5)</sup>

まず、図9.18のように測定値から二つの曲線すなわち、累積曲線 (Accumulate curve) と速度曲線 (Rate curve) を画く、累積曲線とはある時間までに溶出した量を ppm で表わしたもの (曲線C)、速度曲線とは、1時間に溶けた量を時間に対して ppm (ppm) で示したもの (R曲線) である。

この速度曲線を0時間に外挿することによって初期溶解速度が求められる。この速度曲線を延長すれば、初期溶解速度が得られるはずであるが、これのみでは

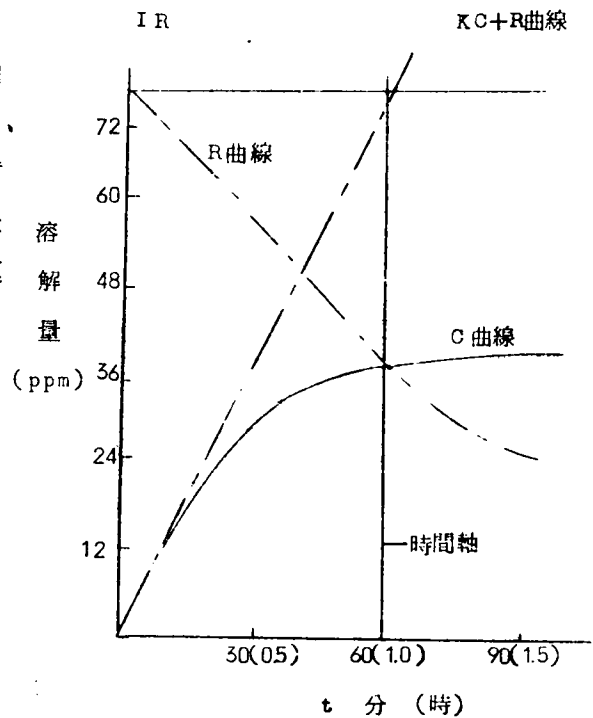


図 9.18 初期溶解速度を求める図



正確に求めがたい。そこで、つぎのような算術的外挿法を用いる。図の R 曲線、C 曲線に実験的にもっともよく合致するのはつぎの式とされている。

$$C = \frac{A t + a t^2}{1 + K t} \quad \dots\dots (9.6)$$

$$R = \frac{dC}{dt} = \frac{A + a t}{1 + K t} \quad \dots\dots (9.7)$$

ここで、R：1 時間当りの溶解量 (ppm)、C：累積溶解量 (ppm)  
t：時間、A：初期溶解速度、a、K：常数

これは、図 9.18 のように、KC + R が直線となるとした式である。  
この KC + R は初期溶解速度において 0 時間の縦軸と交わる。

このようにして、C と R を組み合わせることにより初期溶解速度を KC + R なる曲線によって正確に外挿することができる。A は 0 点における累積曲線の切線が 1 時間軸と交わる点である。

(9.6) 式と (9.7) 式より、

$$K C + R = A + a t \quad \dots\dots (9.8)$$

この式において、A を a は未知数であるが、1/2、1、1 1/2 時間に対する測定値から各時間に対する C、R が求まり、次式から K、A および a が求められる。

$$K C_1 + R_1 = A + 0.5 a \quad \dots\dots (9.9)$$

$$K C_2 + R_2 = A + a \quad \dots\dots (9.10)$$

$$K C_3 + R_3 = A + 1.5 a \quad \dots\dots (9.11)$$

そこで、つぎに、各鉱物粒子の破碎を調べる手がかりとなる元素を決める必要がある。各鉱物個有の元素 (Index element) は石英、SiO<sub>2</sub>、長石は Ca, Na, K, Al, SiO<sub>2</sub> である。黒雲母は Fe, Mg, K, SiO<sub>2</sub> である。これらのうち、石英は SiO<sub>2</sub> のみであるから SiO<sub>2</sub> を用いる。長石は斜長石の場合、Ca または Na、正長石は K、雲母は Fe, Mg, K である。

長石のうち、正長石は K で雲母と共通するのでここでは取扱わず、斜長石の Na を用いる。そして、雲母は Fe を用いる。また、石英も SiO<sub>2</sub>

のみであるが、 $\text{SiO}_2$  は他の鉱物にも含まれるので、つぎのような操作を行なった。

試料の中から肉眼で石英、長石、雲母の鉱物粒を選び出し、これらを細く砕いて比表面積と空気透過法により測定した。つぎにこの3種の試料について前記と同様に溶出試験を行なった結果は図 9.19、9.20 のとおりである。

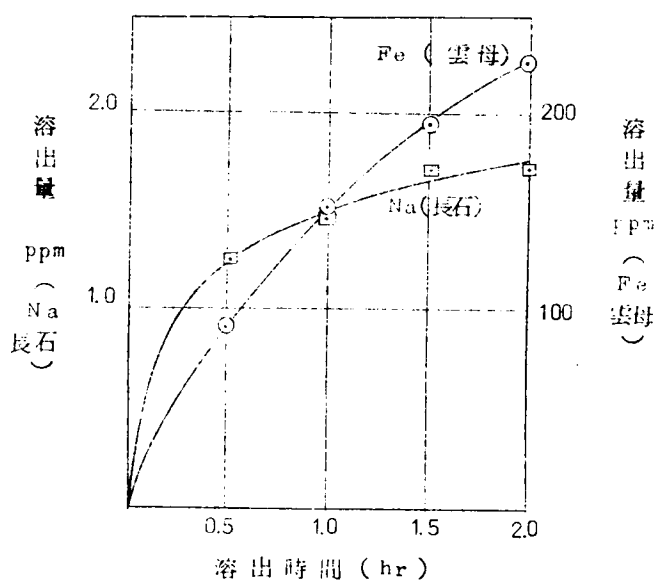


図 9.19 各鉱物の溶出

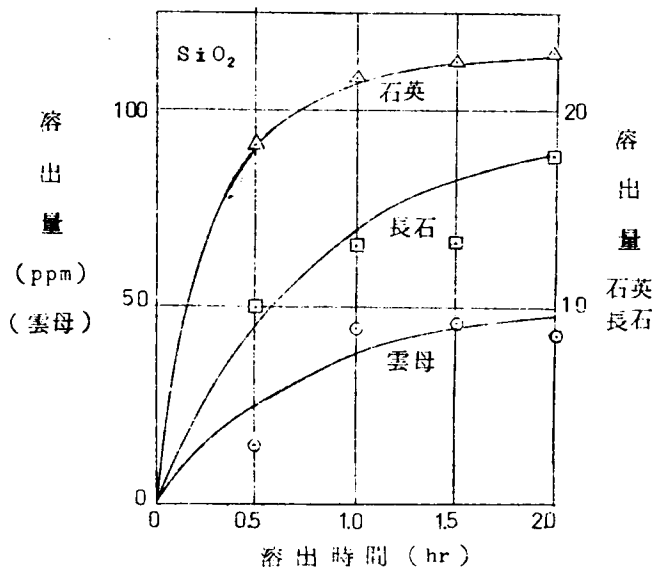


図 9.20 各鉱物の溶出量

また、前記と同様に単一種の鉱物の場合の指示元素 ( Index element ) の初期溶解速度を求めたのが表 9.1 である。

表 9.1

鉱物	gr	比表面積 $cm^2/gr$	I.E	IR ppm/hr/ $cm^2$
石英	1	55.1	SiO <sub>2</sub>	0.388
長石	1	580.0	Na	0.268
			Ca	0.267
			SiO <sub>2</sub>	0.326
雲母	1	64.1	Fe	4.440
			Mg	14.200
			SiO <sub>2</sub>	3.800

つぎに、突固めた試料についても同様にして指示元素の初期溶解速度を計算し、これと単一種鉱物の初期溶解速度から各鉱物の破碎指数をつぎのようにして計算した。すなわち、斜長石は Na の、黒雲母は Fe の初期溶解速度を破碎指数とし、石英は表9.1の場合の長石の Na と SiO<sub>2</sub> の初期溶解速度の比、雲母よりの Fe と SiO<sub>2</sub> の初期溶解速度の比より、

$\text{SiO}_2$  の全量から差引くべき  $\text{SiO}_2$  量を計算して、石英の破碎指数を出した。その結果を図 9.21 に示す。

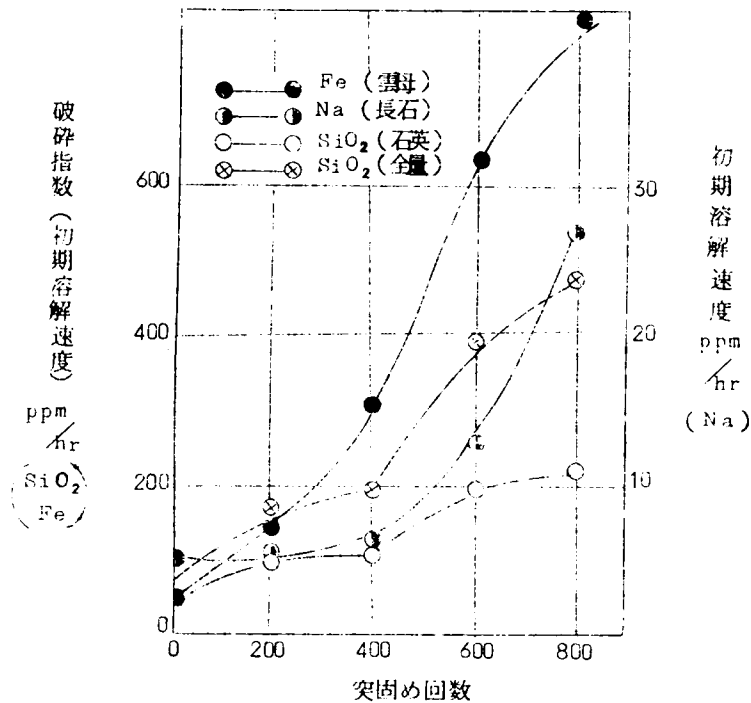


図 9.21 土粒子の破碎度

これによると、突固め回数の増加にともない、粒子破碎は石英が小さく、かつ一様であるが、雲母、長石はかなり破碎されることが明らかである。破碎の大きい方からの順序は雲母、長石、石英の順である。これらの結果は各鉱物の化学的変化として表現された破碎の程度を表わすものである。したがって、物理的にみた場合の破碎と異なる可能性がある。

そこで、つぎに、各鉱物粒子の破碎状況をフルイ分析によって調べた。結果と比較してみる。

図 9.22 は石英、長石、雲母の各鉱物粒子が突固め後どのように破碎されるかを破碎率で示したものである。この場合初期粒度は  $0.8 \sim 2.0 \text{ mm}$  のものであり、破碎率は全試料重量に対する  $0.8 \text{ mm}$  フルイ通過量の割

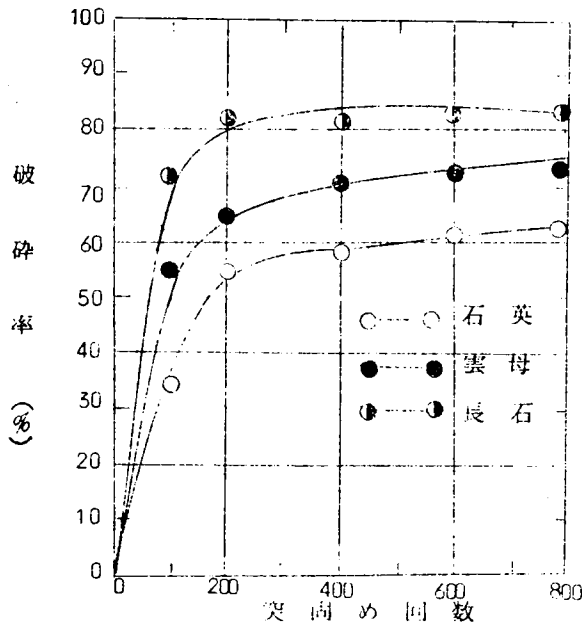


図 9.22 フライ分による鉱物粒子の破碎

合で表わした。これによると破碎率は長石、雲母、石英の順に小さくなる  
ことが明らかである。このように、長石、雲母の破碎順序が異なるこ  
とは、破碎面の化学成分の溶出特性が異なるためであると考えられる。  
すなわち、雲母はヘキ開面で破壊され、粒径のわりに表面積が大きく、  
かつ、ヘキ開面からの Fe の溶出が多いためと考えられる。

### 9.3.3 土粒子の風化度と突固めた土の強度との関係

風化度の異なる試料について突固めエネルギーを種々変化させた場合  
の突固め試料を作り、それについて貫入試験を行なって貫入強度を調べ  
た。<sup>6)</sup> 試料は図 9.23 のように風化度の異なる 4 種を選んだ。(Gs<sub>f</sub>,  
2.488~2.584)。貫入強度の測定は径 3 mm の鋼棒を用い、貫入量 2.0  
mm まで示される最大強度 (kg) で表わした。その結果を、No. 4 (最も風  
化した試料) について示すと図 9.24 のようになる。突固め回数の増加  
とともに最大乾燥密度は上り、最適含水比は減少する。図 9.25 は突固  
めた試料の貫入強度の変化である。これによると、突固め回数の大きい  
ものは強度は大きい、含水比の大きいところではむしろ突固め回数の  
少ないものの方が大きくなっている。そこで、これを含水比をパラメー

ターにし、乾燥密度と貫入強度の関係で表現すると図 9.2 6 のようになっている。含水比の高い状態では乾燥密度の増大にもかかわらず強度が低下する。そこで、これと同様の操作を No 1、2、3 につい

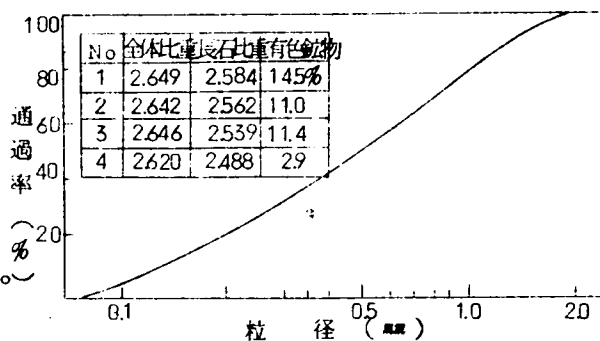


図 9.2 3 試料の粒度

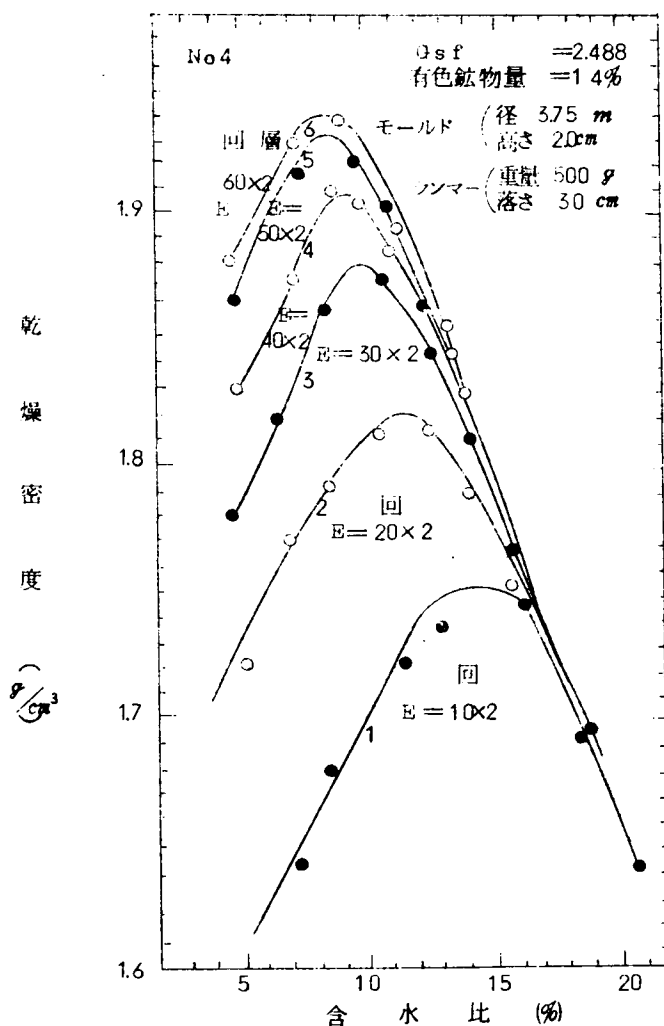


図 9.2 4 突固め曲線

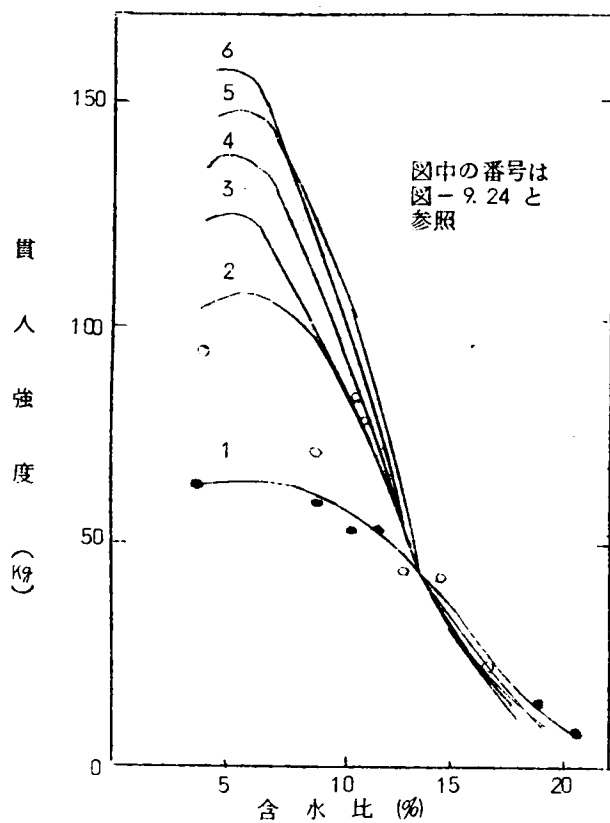


図 9.25 貫入強度

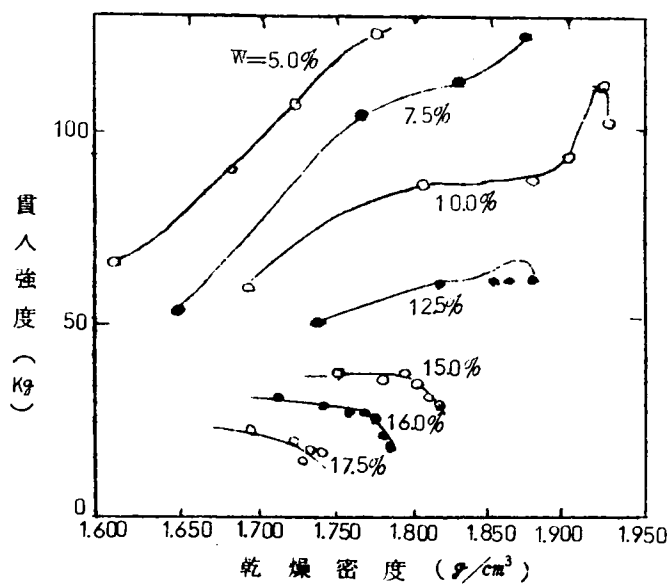


図 9.26 乾燥密度と貫入強度

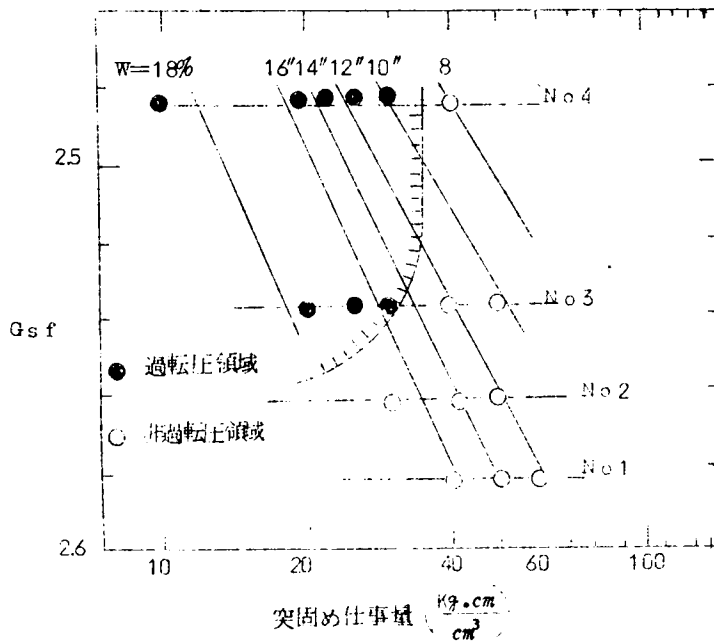


図 9. 2 7 風化度と突固め限度

ても行ない、突固め仕事の増大にともなって貫入強度が低下する場合、図 9. 2 6 のピークの位置の含水比、突固め仕事量を各試験結果から読みとり、風化度 (Gs f) と突固め仕事量との関係で示すと図 9. 2 7 のとおりである。これから突固めによって過転圧の生ずる範囲が明らかとなる。過転圧は風化度が大きく、含水比の大きい場合ほど小さな突固め仕事量で生ずる傾向がある。図中の・印は明らかに強度のピークが現われるもの、○印は突固め仕事量を増大してもピークが現われず、ほぼ一定値になるものである。

#### 9. 4 結 論

マサ土の突固め特性を考えると、2つの要素が重要である。その一つは鉱物組成であるが、これはマサ土の場合とくに有色鉱物量が重要な役割をはたす。すなわち、有色鉱物は、その結晶構造からみて、C 軸方向に垂直な劈開面が発達しており、風化すると結合がゆるんで水分を吸収し、膨



張する。また形が板状であるから土の構造、配列が重要な性質となる。このような特性から、突固めによって得られる密度は小さくなる。また強度の点では含水比が最適含水比を越えても強度の低下が少ないことは土粒子と水の関係が複雑であることに原因していると考えられる。

一方、もう一つの要素は風化度である。風化度の大きい土粒子は突固めによって土粒子が選択的に破碎され、結果的には細粒土のように過転圧現象を生ずる。土粒子が細粒化すれば土粒子間間ゲキをつめるので、突固め時に間ゲキ水圧が消散しにくく、これが過転圧の原因となるものと考えられる。

したがって、突固めあるいは転圧においては土粒子特性を把握することが重要であり、単に粒度のみの検討では不十分である。

## 参 考 文 献

- 1) J.M.Henry and H.Grace(1948) The Investigation of Decomposed Granite in Hong Kong for Use as a Stabilized Base Course Materials, Proc. Second Int.Conf.Soil Mech. Found.Eng. pp.187~191.
- 2) 谷本喜一(1958) 土の締固め限度について, マサ土研究委員会資料
- 3) 久保田敬一, 佐藤忠信(1957) 突固めによる土粒子の破碎について, 第22回土木学会年次学術講演概要 pⅢ-87
- 4) 松尾新一郎, 西田一彦(1966) 真砂土の組成と工学的特性について - とくに有色鉱物の影響について - 昭和41年度土木学会関西支部年次学術講演概要 pp.161~162
- 5) 松尾新一郎(1949) 骨材の表面積に関する研究(第1報) セメント技術年報 pp.170~176
- 6) 松尾新一郎, 西田一彦(1967) マサ土の風化度と工学的性質について 昭和42年度土木学会関西支部講演概要 pp.213~214
- 7) 松尾新一郎, 西田一彦(1965) 真砂土の工学的性質に関する研究(第3報) 第20回土木学会年次学術講演概要, Ⅲ部, pp.2-1~2-2.

## 10 マサ土のセメント安定処理に関する研究

### 1 0.1 概 説

マサ土をポルトランド・セメントで安定処理しようとする試みは他の土質と同様かなり古くから行なわれており、実用化もされている。とくに道路の路盤、基層などの安定処理を目的としてマサ土を使ったソイルセメントが広く実用され、これに関する研究、現場施工例も多い。<sup>1) 2) 3) 4)</sup> しかし、その報告の内容は大部分、ある特定地域のマサ土がソイルセメントとして利用できるかどうか、あるいはセメントの種類によって効果がどうかと云うことに限られている。そしてその多くはマサ土がソイルセメントとして工学的になんら問題なく利用できると述べている。ところで、一口にマサ土といっても、既述のように、地域によって、あるいは同一地域でも採取場所によってかなり質的な変化がみられる。したがって、これをセメントで安定処理する場合の効果も質的差異によって異なることが予想される。土がソイルセメントに適するか否かの判定としては改訂PR法を始め種々の分類法によるものがある。<sup>5)</sup> しかし、マサ土の場合このような方法のみでは十分でなく、さらに詳しい独自の判定法が必要となる。本章では第3、4章で述べたマサ土の土粒子特性がセメントで安定処理する場合にいかに関与するか、また、実際に利用する場合の適否などについて述べる。

### 1 0.2 土粒子特性と安定処理土の強度特性

#### 1 0.2.1 実験方法

本実験に用いた試料はマサ土地帯と呼ばれる広島、岡山、六甲、生駒、比叡山の各地より採取したものである。これらの鉱物組成(有色鉱物量)、風化度(Gsf)についてはあらかじめ第3章で述べた方法によって測定した。各試料のもとの粒度はそれぞれ異なるが、主として質的变化の影響に注目するため、粒度分布を人工的に調整し、 $0.074 \sim 2.00 \text{ mm}$ の同一粒度に揃えた。

実験方法は、まず、上記のように調整した試料のうちから代表的なも

のをいくつか選び、これらに、普通ポルトランドセメントを重量で2,4,6,8 %とおおの添加した一連の試料について、小型のモールド（高さ7.5 cm、直径3.75 cm）とランマー（落差30 cm、重量500 g）を用いて、1層当り30回づつ3層で突固め試験を行なった。そのときの突固め仕事量はCBR試験の場合に近いが、実際の締固め効果はJIS A1210に近いものである。

これによって、各試料の各セメント添加量の場合の最適含水比、最大乾燥密度を求めた。

その結果、つぎの傾向が明らかとなった。セメント添加量が増えると乾燥密度が上り、最適含水比は小さい方に移動するが、この傾向はマサ土の種類によってもいく分変化する。しかし、一般にセメント添加による最適含水比の変化は小さく1~2 %以内のことが多い。

そこで、つぎに各試料について各セメント量を添加し

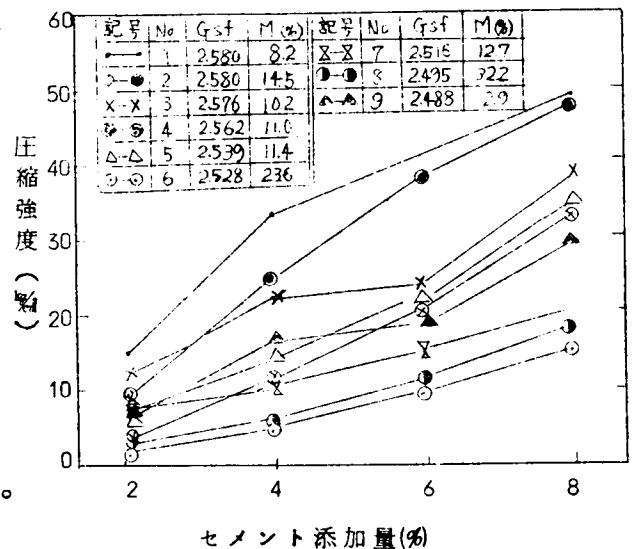


図10.1 セメント量と強度の関係

た場合の最適含水比において供試体を作り、パラフィンシールして20℃の水槽中にて7日間養生を行なったのち、一軸圧縮強度を測定した。

### 10.2.2 実験結果とその考察

#### 1) 風化度と強度の関係

各地より採取した試料についてセメント添加量を2、4、6、8 %と変化した場合の強度変化は図10.1のとうりである。これは代表的な試料についての結果であるが、これ以外の多くの試料の場合もだいたい、図10.1の最大と最小の範囲にはいる。

これによると、セメント量が増加するにつれて圧縮強度は比例的に増加するが、試料によっては強度増加の傾向が大きく異なる。そして、

一般に風化の進んだものほど（ $G_{sf}$ の小さいものほど）また有色鉱物量の多いものほど圧縮強度は小さくなる。いま、有色鉱物量が約10%附近のものを選び、長石比重（ $G_{sf}$ ）とソイルセメント供試体の圧縮強度との関係をセメント量をパラメーターとして示すと図1 0.2のようになる。

これによると、圧縮強度は少しばらつきはあるが、 $G_{sf}$ の増加とともに急激に増大する。これは、とりもなおさず土粒子の特性に原因しているものである。すなわち、土粒子、とくに長石粒子は図1 0.3のように風化が進むに従って比重が減少し、それが粒子の強度の減少となって表現される。

したがって、 $G_{sf}$ の減少によるソイルセメント強度の減少はまず第一に土粒子強度に関係しているとみななければならない。

そこで、いま、ソイルセメントの強度（ $St$ ）が、他の条件が同一として、セメント自身の強度（ $Sc$ ）と土粒子の強度（ $Sg$ ）の和によって表現されると仮定してみる。

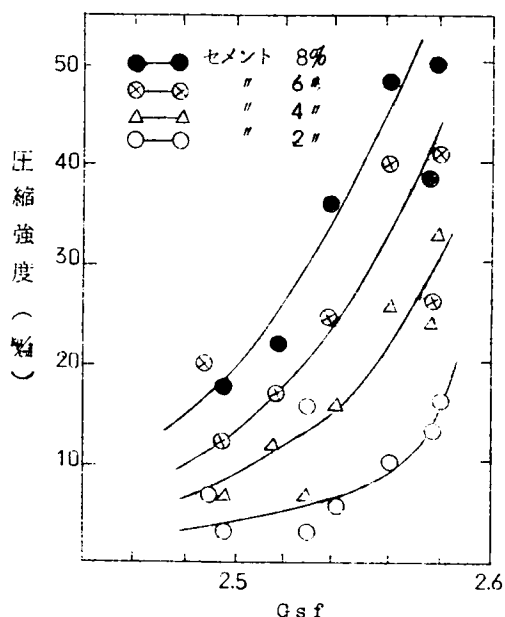


図1 0.2 長石比重とソイルセメントの圧縮強度

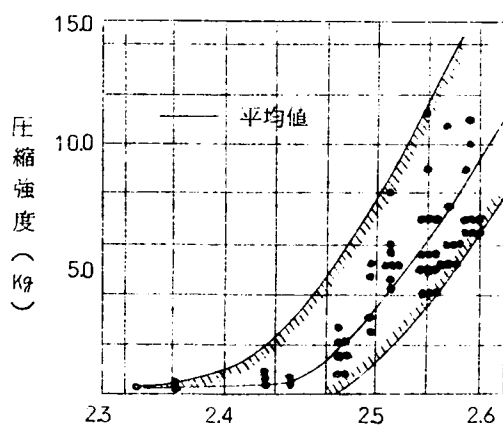


図1 0.3 長石比重と圧縮強度

$$St = Sc + Sg \quad \dots\dots (1.0.1)$$

ここで、 $Sg$  は土粒子全部が長石でないで図1.0.3そのものではないが、 $Gsf$ の関数とみなすことができる。

$$Sg = f(Gsf) \quad \dots\dots (1.0.2)$$

一方、 $Sc$  は養生条件が同一なら、セメント添加量に比例すると考えられる。

$$Sc = k \cdot m \cdot S'c \quad \dots\dots (1.0.3)$$

ここで、 $n$  : セメント添加量(%)、 $Sc$  : 単位セメント量によって発揮される強度、 $k$  : 常数

したがって、

$$St = k \cdot n \cdot S'c + f(Gsf) \quad \dots\dots (1.0.4)$$

によって表現されることになる。これを図式的に示すと、図1.0.4のように、 $Gsf$ とソイルセメントの強度はセメント添加量の増加とともに(A)(B)(C)線のような傾向を示すはずである。

したがって、 $Gsf$ をパラメーターにすると、図1.0.5のように、セメント量とソイルセメント供試体の強度の関係は互いに平行な直線となり、図の縦軸との交点が、土粒子強度を表わすことになる。

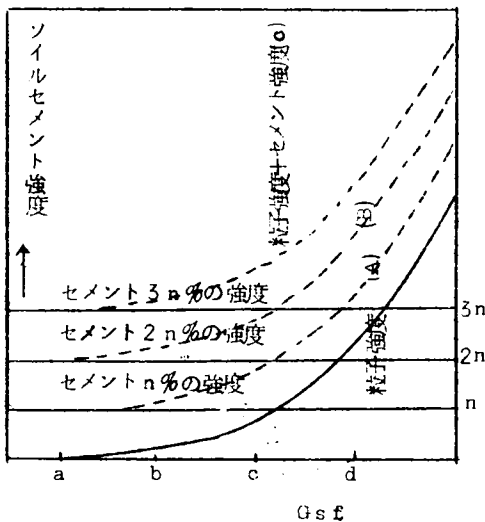


図1.0.4 模式図

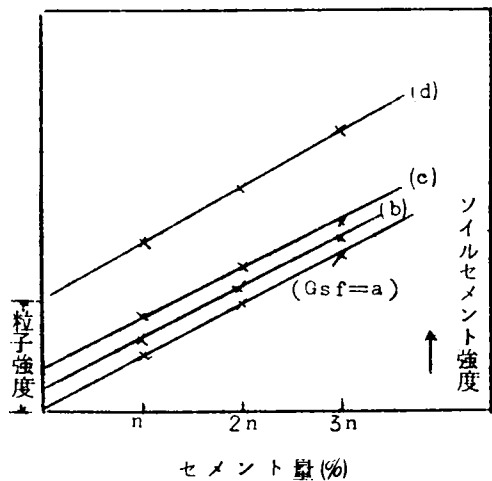


図1.0.5 模式図

ところが、図 1 0.1 をみると、 $G_{sf}$ の大きい、セメント添加量の多い部分を除いては直線の勾配は $G_{sf}$ の増大とともに大きくなる傾向を示す。この理由についてはつぎのように考えられる。

図 1 0.6 の模式図のように、セメント量の少ないうちは、土粒子は完全に拘束されていないので、破壊時には土粒子強度がフルに発揮できないが(a)、セメント量が多くなるに従って、土粒子の拘束性が強まり、土粒子強度

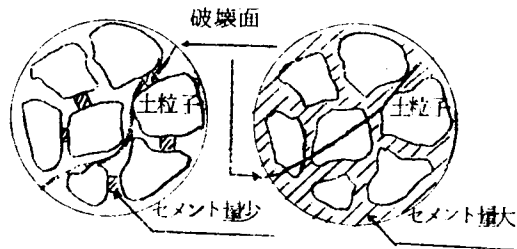


図 1 0.6 破壊の様式説明図

はフルに動員されて来る。したがって、図 1 0.6 (b)のように拘束性が最大になった後はセメントと土粒子の強度が完全に発揮され、図 1 0.5 のような変化を示すと考えられるが、それ以下の添加量では、添加したセメント量の増加によって土粒子が拘束され、土粒子の強度の発現に寄与する分とセメント自身の強度が相乗的に作用してソイルセメントの強度が発揮されるものと考えられる。そして、図 1 0.5 のような傾向は図 1 0.1 では $G_{sf}$ の大きく、セメント添加量の多いところでわずかに認められるが、ここであつかった範囲では、だいたい、後者の場合で、セメント量の増大によって土粒子強度の動員度が増加していく領域に相当するものである。

そこでいま、図 1 0.2、1 0.3 より同一の $G_{sf}$ のときの長石粒子の強度(平均値)とソイルセメントの強度の値を各 $G_{sf}$ の場合について読みとり、この関係を示すと図 1 0.7 のようになる。

すなわち、長石粒子の圧縮強度とソイルセメントの圧縮強度はある範囲まで直線関係にある。そして、その勾配はセメント添加量に比例して変化する。

したがって、この場合、つぎのように表現することができる。

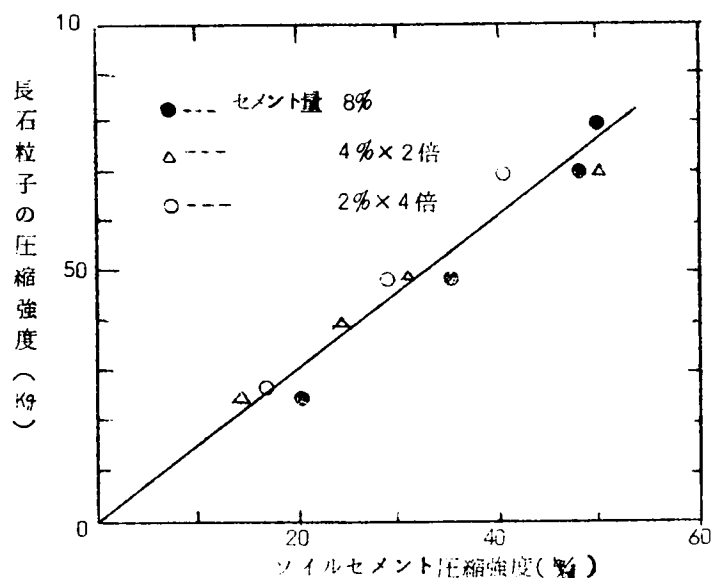


図 1 0.7 ソイルセメントと長石粒子の圧縮強度の関係

$$St = \frac{n}{8} \cdot k \cdot Sg \quad \dots\dots (1.0.5)$$

ここで、St: ソイルセメントの 7 日強度 ( $Kg/cm^2$ )、

n : セメント添加量(%)

k : 比例常数、この場合 6.6 であるが、有色鉍物量によって変化する。

このように、マサ土のソイルセメントの強度は有色鉍物量が一定であれば、主として土粒子強度に関係していると考えられるが、これに加えて二次的な要素として土粒子の表面化学的性質もみのがすことはできない。すなわち、長石粒子は風化とともに表面が陽イオン不飽和の状態になっているので、水中では Gsf の小さいものほど pH が酸性側の値を示す。セメントの添加の効果は一般に酸性条件で小さく、アルカリ性の下では大きいとされていることから、この場合もたとえ土粒子強度が同一であっても、このような表面化学的性質の差によって強度がいく分影響されるとみななければならない。しかし、この場合、



一般に表面化学的要素が大きく効くほど細粒土でないこと、水分も一般に少ないことから、この影響はあっても副次的なものと考える。

## 2) 有色鉱物と強度の関係

図 1 0.1 からもうかがえるように有色鉱物量がふえると一般に強度が低下する。その原因としては第 9 章で述べたように、有色鉱物は突固め密度が小さいことによるものと考えられる。そして、これは、鉱物の特性すなわち、粒形が板状構造こと、吸水膨張が大きいことなどに起因するものである。また一方、鉱物自身のセメントとの反応機構が他の鉱物と異なっていることにも関係がある。Groft(1967)<sup>7)</sup>は各種の粘土鉱物のセメント安定処理効果の研究から、モンモリロナイト、イライト、などの三層構造をもつ粘土鉱物はカオリナイトなどの二層構造の粘土鉱物よりもセメント添加の効果が小さいことを明らかにしている。マサ土の場合も有色鉱物は風化すると、モンモリロナイト、などに物性の類似したパーミキュライトが生成されていることから、有色鉱物の多いものは鉱物自身の性質からみてもセメント安定処理に不向きであることが明らかである。

### 1 0. 3 セメント安定処理土の繰返し荷重下の挙動

#### 1 0. 3. 1 基礎的考察

マサ土をポルトランドセメントで安定処理する場合、強度に関係する要素は鉱物組成と風化度である。しかし、これらの質的差異による処理土の特性は単に一軸圧縮強度のみで判定するのは十分でなく、交通荷重のような繰返し荷重下での挙動もあわせ検討する必要がある。土あるいは金属、コンクリートについての繰返し荷重下の挙動に関する研究はかなりある。そして、土の繰返し荷重下の特性は金属の場合のように考え、繰返し荷重とヒズミの関係に速度過程の理論が適用しうることが明らかにされている。しかし、ソイルセメントのような、弾塑性的性質を示すものでしかも、マサ土の場合、種々の鉱物組成からなり、それらの物性もおのおの異なる場合は繰返し荷重下の特性も土や金属の場合と異なるものと考えられる。そこで、主として、土粒子特性の観点よりソイルセ

メントの繰返し荷重下の特性を述べる。<sup>8)</sup>

### 10.3.2 実験方法

この研究に用いた試料は六甲、生駒、比叡山から採取した7種のもので、それぞれの有色鉍物量と長石比重(Gsf)は表10.1に示したとおりである。これらをあらかじめ人工的に粒度が0.074~2.00mmの一定に揃えたものである。これらについて小型のモールドとランマー(10.2.

表10.1 試料の特性

試料番号	長石比重(Gsf)	有色鉍物量(%)
1	2.584	14.5
2	2.583	8.2
3	2.562	11.0
4	2.540	10.5
5	2.539	11.4
6	2.311	6.1
7	2.482	5.3

1参照)を用いてセメント添加量を0、2、4、6、8%と増加させた場合の最適含水比を求めその含水比において締固めた供試体を水中(20℃)にて7日間養生し、一軸強度を測定した。

その結果から、セメント添加量と強度の関係を求めると図10.9のよう

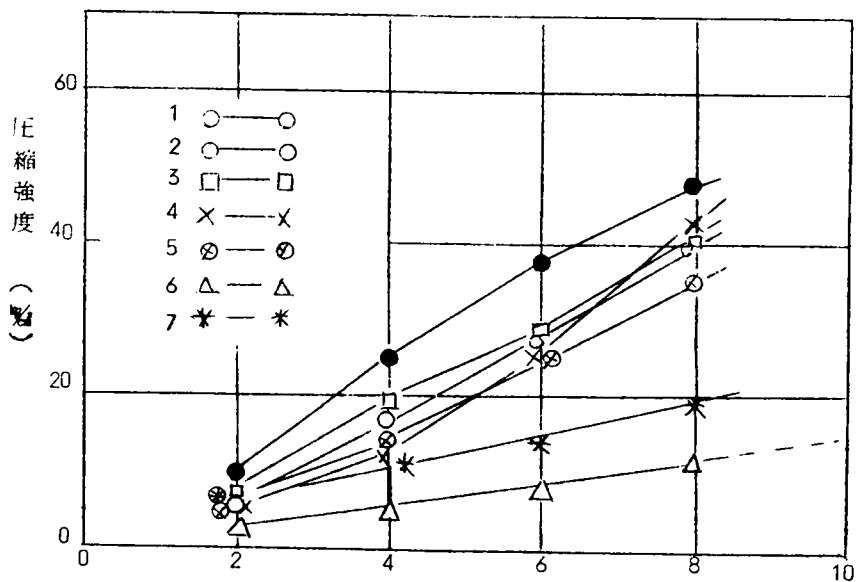


図10.9 セメント添加量と強度

になり、Gsfの小さいものほど強度は小さいが、初期強度を一定にしたため、図1 0.8の曲線を直線とみなして延長し、強度が $20\text{ kg/cm}^2$ のところのセメント添加量を読みとりその添加量において各試料の供試体を作製した。そして、これらの供試体に繰返し荷重を作用させた。

繰返し载荷試験は図1 0.9のような一面セン断試験機を改良したもので、モーターと減速機を用いて载荷周期を1.6秒一定にし、作用荷重はレバーを介して分銅によってかけるようになっている。また、载荷荷重は一軸的に作用するので、繰返し荷重による供試体のヒズミはフレームに固定したダイヤルゲージで読みとった。この装置を用いて、荷重を静的強度（約 $20\text{ kg/cm}^2$ ）からじよじよに小さな荷重段階のものへと変化させ、各荷重段階における破壊までの繰返し回数Nと、それにともなり変形量を測定した。

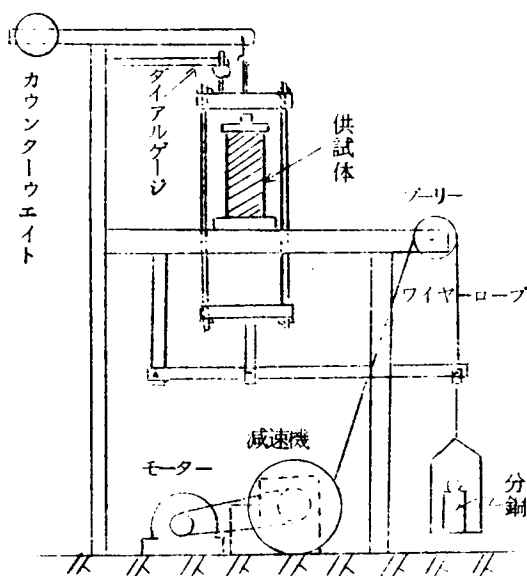


図1 0.9 繰返し载荷試験機原理図

### 1 0. 3. 3 実 験 結 果

この方法で行なった結果の例を図 1 0. 1 0 に示す。これは風化の進んだ No. 6 試料の場合であるが、荷重が小さくなるにしたがって、破壊までの繰返し回数  $N$  が大きくなるが、破壊に至るまでのヒズミ量は荷重の大小にかかわらずほぼ一定値になることが注目される。また、荷重をさらに小さくすると、破壊までの繰返し回数  $N$  の増加の割合がじよじよに大きくなる傾向がある。また、ヒズミは弾性ヒズミと塑性ヒズミの和であり、破壊の直前までは弾性ヒズミはあまり変化しないが、塑性ヒズミは破壊までの過程でじよじよに増加する傾向を示し、破壊時で極端に大きくなる。

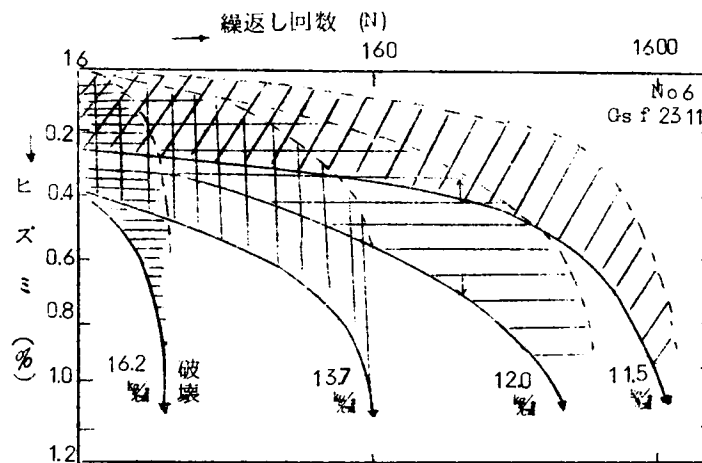


図 1 0. 1 0 繰返し回数とヒズミ特性

したがって、破壊までの変形の増加は主として塑性ヒズミによるものと考えられる。

そこで、いま、繰返し回数  $N$  と破壊強度の静的圧縮強度に対する割合 (%) との関係を示すと図 1 0.11 のようになる。これから明らかなように試料によって  $N$  の増加にともなう破壊強度の低下の傾向が異なる。これは、金属材料などで用いられている  $S-N$  曲線に相当するものである。これをみると一般に風化度の大きい試料は繰返し回数の増大にともなう強度低下がいちぢるしく、疲労が大きいことが明らかである。

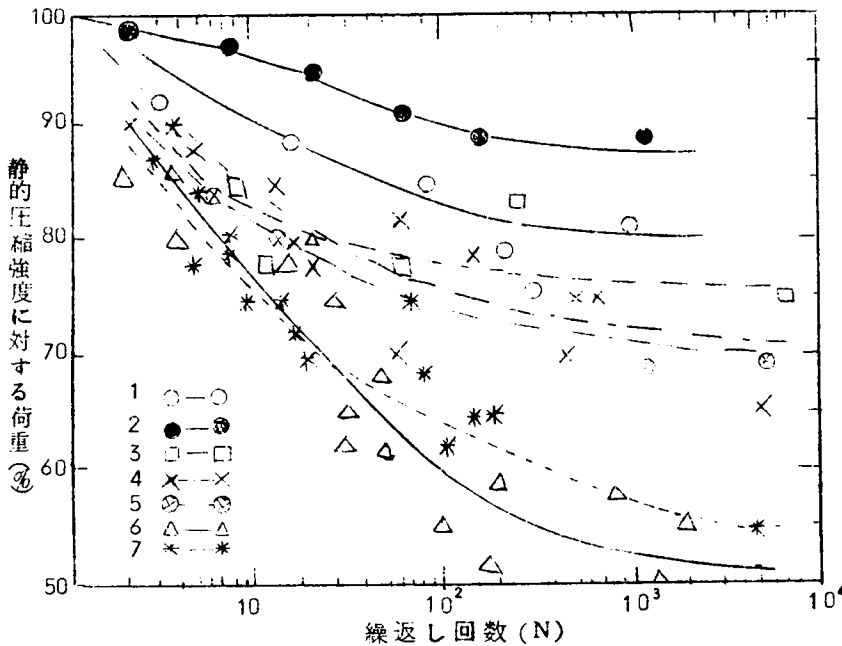


図 1 0.11 繰返し荷重による疲労特性

そして、金属材料のように荷重を減少していくと強度が  $N$  に無関係になる限界 (耐久限度) が存在しそうである。

しかし、測定値のバラツキが大きいので、厳密に求めることはむづかしい。この関係はまた、図 1 0.10 から明らかなように繰返し回数  $N$  とヒズミとの関係にも適用しうるものである。

いま、図1 0.1 1のNが1 0 0 0回のときの強度を曲線から推定し、これをかりに限界荷重と仮定すると、これと各試料の長石比重(Gsf)との関係は図1 0.1 2のようになり、Gsfの小さいものほど限界荷重の値が小さくなる。

ここで、強度とGsfの関係を直線とみなせば

$$S' = 35 \text{ Gsf} + 40 \quad (10.5)$$

ただし、 $S'$ は強度の静荷重に対する繰返荷重強度の比(%)である。

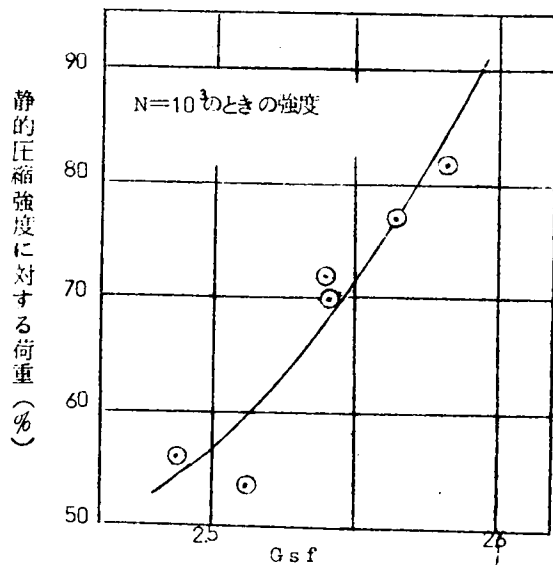


図1 0.1 2 限界荷重と長石比重

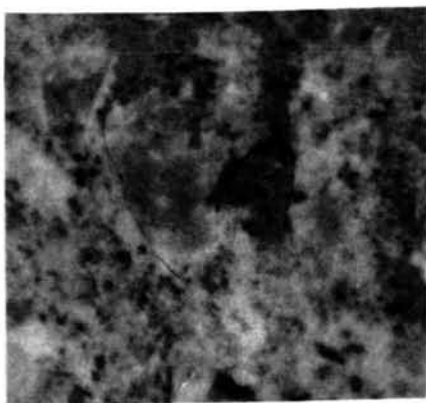
#### 10.3.4 実験結果の考察

以上の実験から風化度の大きいマサ土を用いたソイルセメントは静的強度が同じであっても繰返し荷重による疲労の度合いが大きいことが明らかとなった。この原因についてつぎのように考察する。

マサ土は種々の結晶粒子がらなり、それをセメントで安定処理した場合、強度はセメントと土粒子の強度によって発揮される。土粒子のうちで、石英は風化に対する耐久性が大であるから、強度は風化度によらず一定とみなしうる。一方、長石は風化とともに結晶自身の強度が低下す

る。また、有色鉱物も風化されて変質しているが、量的に少ない。いま、このような土粒子の集合体からなるマサ土をセメントで安定処理した場合、供試体に作用する外力は供試体内部に伝達されるが、土粒子の物性の差に応じて均一に分布せず、強度の弱い部分つまり長石の部分や結晶粒子間ゲキ周辺に集中する。また、長石粒子内部には多くの微小なクラックが存在しているので、これに外力が作用するとクラックの先端部に応力が集中し、クラックを発展させて破壊に至るものと考えられる。そして、繰返し荷重による強度の低下はこのクラックの生長に依存するものとする。

写真1 0.1、1 0.2 はそれぞれ風化度の異なる  $1.6\text{ mm}$  の長石粒子をセメントで固結した供試体に静的圧縮強度の  $50\%$  の荷重を繰返しかけたときのクラックの生長の様子を顕微鏡で観察したものである。これによると、風化度の大きい場合は少ない繰返し回数で土粒子を切るクラックが発達するのに対し、風化度の小さい試料の場合は繰返し回数が増えてからクラックが明瞭になり、そのクラックは長石粒子の部分を避けて生長する。このことから、繰返し荷重による強度の低下とヒズミの増大は風化度の大きい場合、長石内部のクラックの生長によるものである。風化の大きい長石結晶は内部の結合原子の欠陥が多いので、原子間の結合力が小さくクラックの成長が容易であるが風化度の低いものはこの逆である。



(a) 初期状態

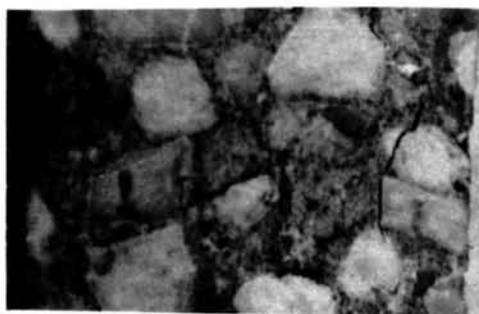
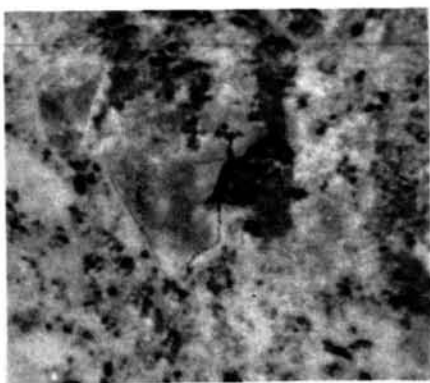
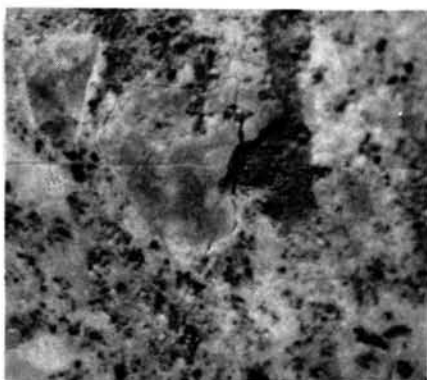


写真 1 0. 2 クラックの生長 ( $Gsf=2.55$ )  
繰返し回数 800 回



(b) 繰返し回数 100 回



(c) 繰返し回数 300 回

写真 1 0. 1 ( $Gsf=2.3$ )  
クラックの生長



#### 1 0.4 ソイルセメントとしての適性

上述の実験結果にもとづいてマサ土のソイルセメントとしての適性を述べる。<sup>6)</sup> まず、一軸圧縮強度で判定する場合、既述の質的分類に従って7日圧縮強度をプロットすると、図1 0.1 4のようになる。

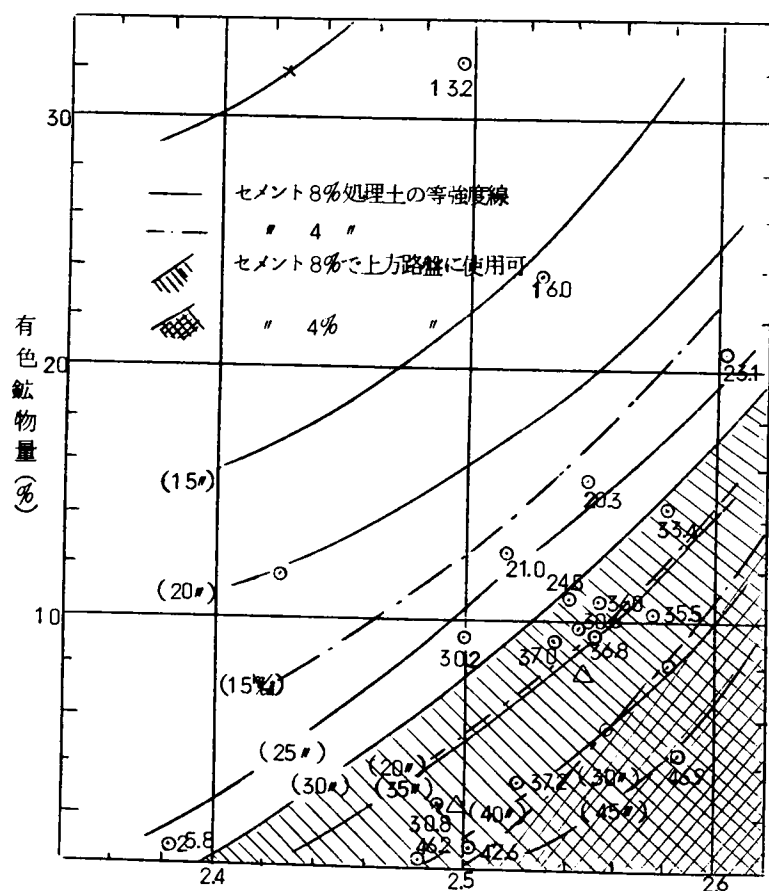


図1 0.13 土粒子特性とソイルセメントの強度

△：内田らの資料による<sup>2)</sup>

すなわち、有色鉱物量と長石比重 ( $G_{sf}$ ) の二つの要素をそれぞれ縦横両軸にとって、いま、セメント添加量 8 % の場合の圧縮強度をプロットし、各点間にもっとも適当と考えられる等強度線を挿入してみた。

これによると有色鉱物量の多いもので、 $G_{sf}$  の小さいものほど同じセメント添加量でも圧縮強度が小さくなることがさらに明らかとなる。

この場合セメント量を 8 % としたが、必要に応じて前述のセメント量—強度曲線から何パーセントの場合でもこのような図を描くことができる。図中の点線は 4 % の場合について記入したものである。8 % の場合にほぼ平行していることから強度がセメント量にほぼ比例的に変化することがわかる。なお、図中には内田らが行なった九州のマサ土の 7 日強度をプロットしてあるが、傾向は一致する。

また、図 1 0. 1 4 は供試体作製時の単位体積重量を示したものであり、これは図 1 0. 1 3 の傾向と一致する。

つぎに、道路の上層路盤として要求されているソイルセメントの 7 日強度はつぎのとうりである。

1) 7 5 0 0	台/日 以上	3 0 $k g / c m^2$
2) 2 0 0 0 ~ 7 5 0 0	台/日	2 5 $k g / c m^2$
3) 2 0 0 0	台未満	2 0 $k g / c m^2$

となっている。交通量が 1) の場では 3 0  $k g / c m^2$  が必要であるが、いま、セメント添加量 8 % ( かりにこれが経済的な添加量であるとする ) でこの値が得られる範囲は図 1 0. 1 3 のハッチで示した領域になる。このことから要求される強度が決まれば一定のセメント量で安定処理できるマサ土の種類範囲が推定できる。ただし、ここに示されている強度の値は実験値のうち小さい方に規準を合わせているので安全側の値である。しかし、この場合、静的な一軸強度にもとづいているので、交通荷重のような繰返し荷重下では十分とはいえない。

繰返し荷重による疲労の影響を考えるならば、1 0. 3 で述べたように主として風化度に着目し、図 1 0. 1 2 よりわかるように、 $G_{sf}$  によって疲労の程度が異なるので、すくなくとも、図 1 0. 1 3 の値に耐久性に関する安全性をみとむ必要がある。これは、 $G_{sf}$  に応じ、式 ( 1 0. 5 ) に示される  $S'$  の



- 3) ソイルセメントの強度は有色鉱物量が一定であればある範囲内で長石粒子の強度に比例し、また、 $G_{sf}$ が一定であれば、ある範囲内でセメント添加量に比例する。
- 4) ソイルセメントの強度に関与する要素は独立でなく、互いに関連し合っている。すなわち、あつかった範囲内ではセメント添加量の増加によって土粒子の拘束性が強まり、土粒子強度が動員される分と、セメント自身の強度の分が互いに重なり合って強度が発現する。
- 5) マサ土の新しい質的分類法によって、セメントで安定処理する場合の効果の判定の目安をうることができる。

ただし、この場合、効果の判定に一軸圧縮強度を用いているが、繰返し荷重の下では風化度の大きいものほど疲労の程度が大きいことが明らかなので、疲労の要素をあわせ考えねばならない。

これらのことから、マサ土をソイルセメントとして利用する場合、単に粒度や、従来の方法によるコンシステンシーに加えて、土粒子特性に立脚した質的特性に注目すべきことが明らかとなった。

## 参 考 文 献

- 1) W.Aichhorn, and W.Steinbrenner(1957) Stabilization  
of Disintegrated Granite for Base Course  
of Highways Exposed to Severe Frost Condi-  
tions, Proc. 4th. Int. Conf. S.M.F.E. Vol. II. pp. 89  
~93
- 2) 内田一郎, 松本鎌三, 鬼塚克志(1967) 福岡周辺のマサ土について,  
第2回土質工学研究発表会講演集, pp. 7~12
- 3) 星野出雲, 岸栄(1959) 安定処理工法及びその効果について,  
第5回日本道路会議論文集, pp. 96~98
- 4) 星野出雲, 波多野清治(1961) 真砂土を用いたソイルセメントについ  
て, 真砂土研究委員会資料
- 5) 三木五三郎, 山内豊聰(1959) 土質安定の理論と実際, オーム社  
pp. 103~105
- 6) 松尾新一郎, 西田一彦(1969) The Properties of Decomposed  
Granite Soils and their Influence on Portland  
Cement Stabilization, Soils and Foundations,  
Vol. X, No. 2, pp. 35~43
- 7) J.B.Croft(1967) The Influence of Soil Mineralogical  
Composition on Cement Stabilization,  
Geotechnique, Vol. XVII. No. 2, pp. 119~135
- 8) 松尾新一郎, 西田一彦, 井上啓司(1968) マサ土を用いたソイルセメ  
ントの特性について, 第23回土木学会年次学術講演概要.  
Ⅲ部. pp. 69~70

## 結

## 語

マサ土を花崗岩質岩石の風化残積土であると定義するなら、マサ土の性質は母岩の性質に関係があるとみなしなければならない。鉱物組成の点からみると、花崗岩の鉱物組成に差異があるように、マサ土の鉱物組成にも母岩の種類によってかなり差異がある。一次鉱物についてみると、有色鉱物の変化が大きいので、これを鉱物組成の差異を表わす尺度とすることができる。一方、マサ土の粘土分は一般に少ないが、含まれる粘土鉱物は大部分カオリナイトグループの粘土鉱物であることが明らかとなった。

一方、このようなマサ土が分布するための条件としては地質、地形、地史、気候などの要素が挙げられる。マサ土の分布する地域と花崗岩の分布地域とが必ずしも一致しないのは、このような条件の組合わせいかんによるものである。近畿、中国地方は諸条件からみてマサ土が多く分布しなければならない地域である。

つぎにマサ土の物理的性質についてみると、地山のみださない状態での物理的性質として間ゲキ率と弾性波速度が重要な要素となる。これらの要素によってマサ土のみださない状態の風化度と定量的に表現することができる。一方、みだした状態における物理的性質としては土粒子の比重と、その強度が重要である。土粒子の比重のなかでもとくに長石粒子の比重はマサ土の風化度を表現する尺度となりうる。そして、風化度によって比重が異なることは、土粒子の結晶構造の変化を意味するもので、これが土粒子の強度の変化となって表現される。したがって、マサ土を工学的観点より質的に分類する場合、風化度を表わす長石比重と鉱物組成の変化を表わす有色鉱物量の二つの要素で表わすことができることを明らかにした。この質的变化はさらにくわしくみると、土粒子内部空ゲキの多少としても表現しうる。そこで、土粒子の真比重とともに、土粒子内部の空ゲキを土粒子の一部とみなしたみかけ比重の二つを別々に考えることによってマサ土粒子の基本的物性を表現することを試みた。

つぎにマサ土の化学的性質に関して述べると、まず、みださない土塊の状態の化学的性質として重要なことは、土塊中の化学成分は一様に分布し

ているのではなく、不安定な状態で土粒子表面や、空ゲキ部に残存しており、水の浸透によって容易に移動しうることである。これがマサ土の耐水性と関係しているとみられる。一方、みだした状態の化学的性質として重要なことは、土粒子の変質にともなう化学成分の離脱の程度である。風化の進んだ土粒子は陽イオン不飽和となり、水懸濁液の pH が酸性を示すことが注目される。そして、風化度の大きいものは化学的に腐食されやすく不安定である。これらの土粒子特性を総合的に表現する方法として、新しく、コンクリートのスランプ試験を適用したコンシステンシー試験法を提案した。これによると、上記の土粒子の特性を端的に表現しうることで、粗粒なマサ土にも適用しうることで、また、この方法で求められる限界含水比(Wf1)とマサ土の突固め特性、透水性とも密接な関係にあることから、マサ土の工学的性質の判定法として有効であることが明らかとなった。そこで、この限界含水比と、粒度を組合わせて、マサ土の新しい分類法を提案した。

つぎに、マサ土の透水性についての研究結果によると、マサ土の透水性はやはり土粒子の風化度や鉱物組成と密接な関係にあることが明らかとなった。そして、その基本的な性質として、物理的にみると、土粒子の内部空ゲキが重要な要素であることが明らかになった。すなわち、マサ土中の水の流動は主として土粒子間空ゲキ（有効間ゲキ比）に支配され、土粒子内空ゲキは透水に関与しないということである。このことは、ちょうど、有効応力の概念と同じであって、根本的に重要な要素である。

この考え方はまた、マサ土のセン断特性にも関係している。すなわち、マサ土のセン断強度は、拘束圧の小さい範囲においては主に上記の有効間ゲキ比に依存することである。しかし拘束圧の増大にともなって土粒子が破碎され、土粒子内空ゲキが有効空ゲキに変化するのでセン断強度は風化度にあまり関係しなくなる。これは、また別の見方をすれば、風化した土粒子はたとえ土粒子内部に空ゲキが発達していても、拘束圧の小さい範囲では風化していない土粒子と同様の挙動をすることにほかならない。また、水浸によるセン断強度の低下は土粒子の水浸による強度低下が主因とみられる。

つぎに、マサ土の斜面の安定を考える場、重要なことは、斜面の構築後

の質的变化である。これは、継続的に作用する風化作用の要素であって、化学的には土中の不安定元素の水による溶脱、物理的には土粒子の細粒化として表われる。その結果、土の強度の低下を生じ、崩壊に導く。したがって、マサ土斜面の安定を考える場合、風化による斜面の経時変化の要素が重要であることが明らかにされた。

最後にマサ土を盛土材料や道路の路盤として利用する場合の特性について述べる。まず、突固め特性に関係するのはやはり土粒子の風化度や鉱物組成であるが、とくに、風化度の大きいマサ土の場合、砂質土であっても過転圧現象が現われること、そして、その原因が、土粒子の破砕によることが明らかにされた。このような事実よりマサ土の突固め限度を含水比、風化度、突固め仕事量の三要素で表現しうることを試みた。一方、マサ土をセメントで安定処理する場合の効果も、やはり土粒子特性に依存するが、とくに処理土の圧縮強度が長石粒子の圧縮強度と密接に関係していることが注目すべき点である。そこで、マサ土をソイルセメントとして利用しうる範囲を土粒子特性の観点から明らかにした。その結果、大部分のマサ土は利用可能であるが、注意すべきことは、風化の進んだマサ土の場合、繰返し荷重によって極端に疲労する事実が明らかになったことである。したがって、風化度によって、疲労による強度の低下の要素を設計にとり入れる必要があることが明らかとなった。

以上述べたことは、マサ土の基礎的性質とその工学的利用の方向を示したものであり、今後さらに施工法についても究明せねばならない問題が残されている。しかし、このようなマサ土の工学的性質はマサ土の個性であって、マサ土の場合、他の土質に比べて個性が強く表われることが特殊土とされるゆえんでもある。したがって、マサ土の利用を考える場合、その個性に合うよう利用することが何よりも重要なことである。



## 謝

## 辞

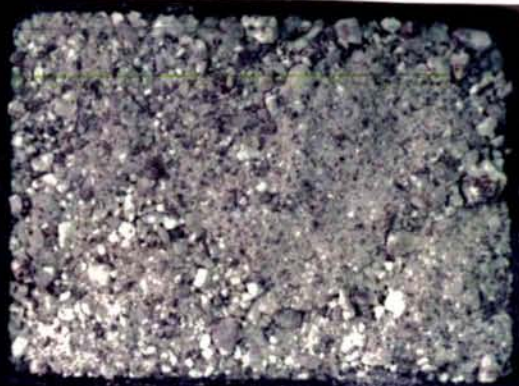
本研究は著者が京都大学工学部土木工学教室在籍中から引つづき行なったマサ土に関する一連の研究をとりまとめたものである。本研究を行なうに当り終始御指導と激励をいただいた京都大学教授工学博士 松尾新一郎先生に衷心よりお礼申し上げますとともに、つねに研究の便宜をはかっていた京都大学土木工学教室、松尾研究室の方々に必より感謝するものである。

附

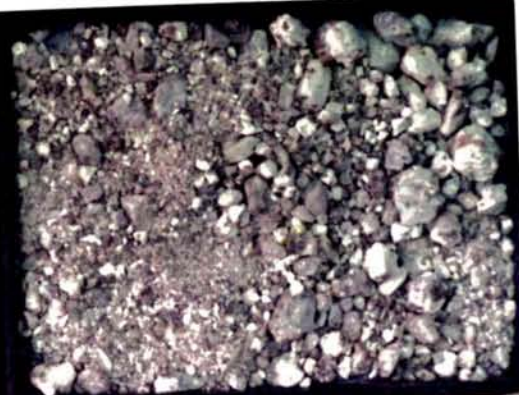


(ヒエイ山マサ土)

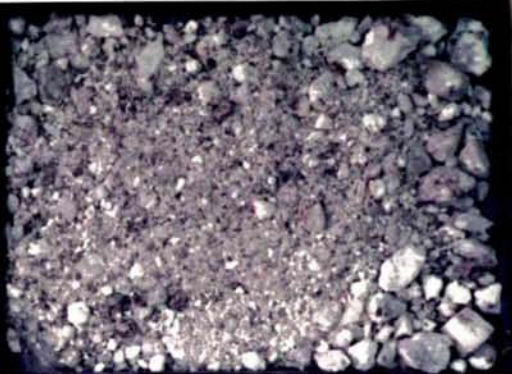
No. 5-20  
Loc. Hiei  
Gsf. 2.50  
M. 6.9



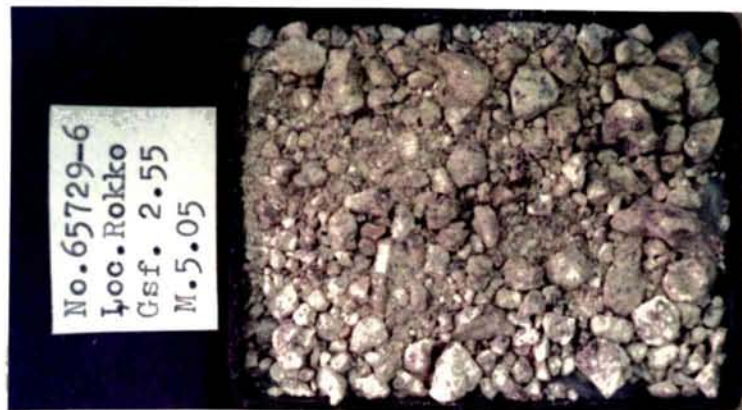
No. 2-20  
Loc. Hiei  
Gsf. 2.55  
M. 8.9



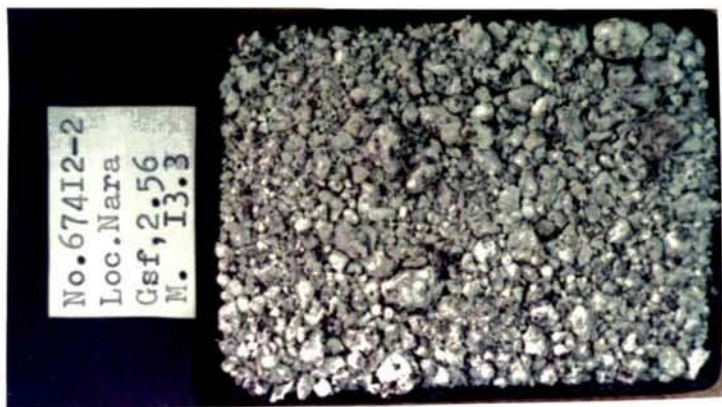
No. 3-15  
Loc. Hiei  
Gsf. 2.57  
M. 10



( 六 甲 山 マ サ 土 )



奈良（生駒一笠置）マサ土





岡山マサト

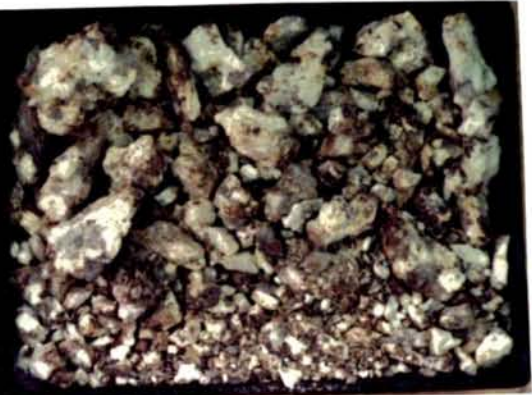


( 広島マサ土 )

No. 67530-23  
Loc. Hiroshima  
Gsf. 2.42  
M. I2.5



No. 67529-8  
Loc. Hiroshima  
Gsf. 2.54  
M. 6.3



No. 67530-I3  
Loc. Hiroshima  
Gsf. 2.55  
M. I5.6

